

# **Sommerniederschläge in Norddeutschland**

Eine Analyse von Radar- und Stationsmessungen

Diplomarbeit

Thomas Sikorski

Christian-Albrechts-Universität zu Kiel  
Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät  
Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung|GEOMAR  
Maritime Meteorologie

Kiel, August 2012

## **Zusammenfassung**

Niederschläge sind ein sowohl räumlich als auch zeitlich sehr variabler meteorologischer Parameter. Gründe dafür liegen zum einen in den vielfältigen Einflüssen anderer Faktoren wie der Temperatur, dem Wasserdampfgehalt der Luft, der Luftschichtung etc. aber auch in orografischen Gegebenheiten. Auf der anderen Seite unterscheiden sich einzelne Niederschlagsereignisse ebenso aufgrund ihrer Entstehungsprozesse selbst, je nachdem ob sie eher auf kleinskaliger Konvektion oder großräumigen Frontensystemen beruhen. Der Einfluss der großskaligen Zirkulation auf die Niederschlagsmenge ist in den Sommermonaten geringer als in den Wintermonaten. Entsprechend stärker können sich Konvektionsprozesse auf die Niederschläge im Sommer auswirken. Dieser Effekt macht sich besonders in Mecklenburg-Vorpommern bemerkbar.

In den norddeutschen Küstenregionen kommen weitere niederschlagsbildende Prozesse hinzu. So führt der Küstenverlauf Schleswig-Holsteins aufgrund der dominierenden westlichen Winde bevorzugt zu Divergenzen der Luftmassen. Diese Divergenzen führen Bändern mit erhöhten Niederschlagsmengen, wobei diese Muster parallel zur Küste verlaufen. Diese Küstendivergenz wird zusätzlich durch lokale Land-See-Winde beeinflusst. Die Land-See-Wind-Zirkulation verstärkt (vermindert) die Divergenz auf der Luvseite (Leeseite).

Der Großraum Hamburg weist weitere Besonderheiten auf. In diesem Gebiet treten sowohl Einflüsse der Küstenregionen als auch der kontinentaleren Regionen auf. Zudem fördert der urbane Raum die Niederschlagsbildung. Dabei handelt es sich zum Teil um lokale Niederschlagsereignisse. In diesem Zusammenhang können Radardaten eine nützliche Ergänzung zu Stationsmessungen sein. Sie bieten neben der Niederschlagsmenge zusätzliche Informationen über Dauer und räumliche Variabilität.

Einen Schwerpunkt dieser Arbeit bildet daher ein Vergleich zwischen Niederschlagsmessungen mittels Radar und stationären Niederschlagsmessern. Zudem steht die Analyse der räumlichen Strukturen der Niederschläge der Monate Juni bis September im Mittelpunkt. Da Niederschläge auf verschiedenen Zeitskalen variieren, sind die Auswertung der täglichen, jährlichen und mehrjährigen Variabilitäten der Regenmenge sowie die Veränderungen der räumlichen Strukturen im zeitlichen Verlauf weitere Schwerpunkte.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Daten und Methodik</b>	<b>6</b>
2.1	Radardaten . . . . .	6
2.2	Stationsmessungen . . . . .	8
2.3	Druckdaten . . . . .	9
2.4	Niederschlagseigenschaften und Methoden . . . . .	10
<b>3</b>	<b>Güte der Radardaten</b>	<b>14</b>
3.1	Strahlenausbreitung und Störeffekte . . . . .	14
3.2	Systematische Fehler der Radarmessungen . . . . .	15
3.3	Vergleich der Radar- mit den Stationsmessungen . . . . .	18
<b>4</b>	<b>Niederschlagsverteilung</b>	<b>26</b>
4.1	Niederschlagssummen, Mittelwerte und Varianzen . . . . .	26
4.2	Regendauer und kleinskalige Niederschlagsereignisse . . . . .	33
4.3	Niederschläge und großräumige Zirkulation . . . . .	38
4.4	EOF-Muster . . . . .	46
<b>5</b>	<b>Diskussion und Schlussfolgerungen</b>	<b>63</b>
	<b>Anhang</b>	<b>68</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

Die Niederschläge über Norddeutschland weisen, wie auch die Niederschläge in anderen Regionen, viele Besonderheiten auf. Diese Besonderheiten sind nicht nur durch die Art des Niederschlags, wie z.B. Regen, Schnee, Hagel etc., bedingt, sondern auch durch die Entstehungsprozesse des Niederschlags. Die Vielzahl der Einflussfaktoren machen Niederschlag zu einer sowohl räumlich als auch zeitlich sehr variablen meteorologischen Größe. In den gemäßigten Breiten wird der Niederschlag hauptsächlich durch die Westwindzone beeinflusst, was insbesondere auf Deutschland zutrifft. Zudem verändern lokale Besonderheiten der Topografie die regionalen Niederschlagsmengen. Ein Beispiel ist der Verlauf von Bergrücken. An deren Luvseite es kommt zu erhöhten Niederschlagsmengen, da an diesen Luftmassen zum Aufsteigen gezwungen werden. Auf der Leeseite sind die Niederschlagsmengen geringer, was sich u.a. im Einflussbereich der deutschen Mittelgebirge zeigt (Landsberg et al., 1977).

Ähnliche Auswirkungen hat auch der Verlauf von Küstenlinien. Die Oberflächenrauigkeit des Land ist größer als jene der Meeresoberfläche (DWD, 1987). So kommt es aufgrund der verstärkten Bodenreibung zur Konvergenz der Luftmasse über Land. Dies bewirkt ein Aufsteigen und somit eine Abkühlung selbiger, was wiederum zu Niederschlägen führt (DWD, 1987). Dieser Effekt zeigt sich in einem Band mit erhöhten Niederschlagssummen (Jaagus et al., 2010). Auf der Luvseite wird diese Küstendivergenz durch den Seewind verstärkt. Diese lokale Zirkulation bildet sich aus, wenn ein stark ausgeprägter Temperaturgradient zwischen Meer und Land vorhanden ist. Je stärker die Temperaturunterschiede sind, umso stärker ist die Seewindzirkulation ausgeprägt. Der Temperaturgradient zwischen Wasser und Land ist eine Folge der höheren spezifischen Wärmekapazität des Wasser bezüglich jener des Landes (DWD, 1987). An der Leeseite führt dieser Effekt zu einer Verringerung der Windgeschwindigkeiten. Bei schwach ausgeprägten Winden kann die Windrichtung an der Leeseiten durch den Seewind sogar umgekehrt werden. Bei der Land-See-Wind-Zirkulation handelt es sich um einen konvektiven Prozess (DWD, 1987). Der mit dieser Zirkulation verbundene Luftmassentransport führt zu Wolkenbildung über Land. Bei anhaltender Konvektion können somit konvektive Niederschlagsereignisse wie Schauer oder Gewitter ausgelöst werden (DWD, 1987). Die Seewindzirkulation beeinflusst selbst jene Niederschläge, welche bis zu 20 km von der Küste entfernt fallen (Schlünzen et al., 2010). Sowohl die Küstendivergenz als auch die Land-See-Winde werden dabei von der großskaligen Zirkulation



dominiert (Lavers et al., 2010). Im Bereich Norddeutschlands sind die westlichen Windrichtungen, insbesondere Südwest und West, in den Sommermonaten vorherrschend. Zusammen mit der annähernd nord-südlichen Ausrichtung der schleswig-holsteinischen Küstenlinie bewirkt dies einen Ost-West-Gradienten der Niederschläge in Schleswig-Holstein. Die größten Niederschlagsmengen treten dabei nicht direkt an der Nordseeküste auf, sondern einige zehn Kilometer im Hinterland. Für die baltischen Staaten wies Jaagus et al. (2010) ein derartiges Niederschlagsband nach, welches bis zu 40 km landeinwärts auftritt.

Zusätzlich zu lokalen Besonderheiten bestimmt die großräumige Zirkulation die Häufigkeit von Niederschlagsereignissen. Diese stehen meist im Zusammenhang mit Frontendurchgängen. Derartige Niederschläge sind für einzelne Ereignisse ebenfalls nicht homogen verteilt. Wie Austin (1987) ausführt, erhöht sich lokal die Niederschlagsintensität aufgrund regionaler Böen und Turbulenzen innerhalb der Fronten. Dies tritt besonders bei Gewittern und Stürmen in Erscheinung. In ihrer Summe führen die Regenereignisse bei von Tiefdruckgebieten stärker frequentierten Regionen zu erhöhten Niederschlagsmengen, während andere Gebiete weniger beeinflusst werden (Busuioc et al., 2001; Simmonet and Plaut, 2001). Die Zonalität der großräumigen Strömung spielt in den Sommermonaten nur eine untergeordnete Rolle (Busuioc et al., 2001; Zveryaev, 2004). Viel mehr entscheidet die Ausprägung von Antizyklonen, insbesondere des Azorenhochs und blockender Hochdruckgebiete über Westrussland, über Häufigkeit von Tiefs und somit der frontalen Niederschläge über Norddeutschland (Busuioc et al., 2001; Jacobeit et al., 2009; Landsberg et al., 1977).

Ein weiterer Einflussfaktor, speziell der Sommermonaten, sind die hohen Temperaturen. So kann die Luft auf der einen Seite in diesen Monaten mehr Wasserdampf aufnehmen, was sich anhand der Sättigungskurve des Dampfdrucks erklären lässt. Dabei stellt das Vorhandensein entsprechender Wassermengen, welche vorher verdunsten können, einen begrenzenden Faktor dar. Mit zunehmender Kontinentalität steigt die daher Bedeutung der Recyclingrate der gefallenen Niederschläge für die erneute Niederschlagsbildung (Zveryaev, 2004). Daher existiert in Norddeutschland ein Ost-West-Gradient der Niederschlagsmenge, wobei die Regenmenge nach Osten hin abnimmt (Landsberg et al., 1977). Zwischen den Bundesländer Mecklenburg-Vorpommern und Schleswig-Holstein bzw. Hamburg sollten sich daher Unterschiede in der Niederschlagsmenge ergeben.

Konvektion ist ebenfalls ein wichtiger Prozess der zur Niederschlagsbildung beiträgt. Besonders in den Sommermonaten beeinflusst die Konvektion die Niederschlagsentstehung (Zveryaev, 2004). Beim Kondensieren des in der Luft enthaltene Wasserdampfs wird die beim Verdunsten aufgenommene Kondensationswärme wieder frei. Diese zusätzliche Wärmeenergie führt zu einer lokalen Erwärmung der Luft. Dadurch können Konvektionszellen entstehen oder bestehende verstärkt werden. Da Konvektion einen vertikalen Massentransport darstellt, verursachen Konvektionszellen lokale, vertikal nach oben gerichtete Winde. Infolge dieser vertikalen Aufwinde können größere Regentropfen bzw. Eiskristalle wachsen, was die regionale Regenmenge erhöht. Dabei muss die Art des Niederschlags berücksichtigt werden. So ist der Flüssigwassergehalt eines Regentropfen größer als der einer Schneeflocke bzw. eines Eiskristalls gleicher Größe (Rinehart, 1997). Zusammen mit der Art des Niederschlags sollte die Konvektion die Niederschlagsintensität in Norddeutschland wesentlich beeinflussen.

Wegen der vielfältigen Möglichkeiten der Niederschlagsentstehung ist die Frage berechtigt, wie der Niederschlag in den Sommermonaten in Norddeutschland verteilt ist und wie stark die Niederschlagsmengen variieren. Des Weiteren gilt es zu klären, welche Mechanismen an der Niederschlagsbildung im jeweiligen Fall beteiligt sind.

Neben der räumlichen Variabilität unterliegt der Niederschlag auch zeitlichen Variationen. Die Zeitskalen dieser Variabilitäten reichen von Stunden bzw. Tagen über Monate und Jahreszeiten bis hin zu Jahren sowie Jahrzehnten (Folland et al., 2009; Landsberg et al., 1977; Simmonet and Plaut, 2001). Auf kurzen Zeitskalen wird die Variabilität der Niederschläge durch einzelne Niederschlagsereignisse dominiert. Die kurzfristigen Variabilitäten bieten daher die Möglichkeit zur Charakterisierung der Niederschläge. Längerfristig werden Niederschläge vor allem durch die großräumige Zirkulation beeinflusst (Jaagus et al., 2010). Die jährliche Variabilität der großräumigen Zirkulation wird in Norddeutschland, wie in Europa auch, durch die Nordatlantische Oszillation (NAO) dominiert (Folland et al., 2009). Die NAO-Muster der Sommer- und Wintermonate unterscheiden sich. Während in den Wintermonaten die Druckunterschiede zwischen Azorenhoch und den Tiefs bei Island die Druckanomalien dominieren, sind in den Sommermonaten die negativen Druckanomalien nach Osten verschoben. Im Sommer liegt das Zentrum dieser Anomalien liegt zwischen den Britischen Inseln und Norwegen (Folland et al., 2009). Diese sommerliche NAO (SNAO) weist eine negative Korrelation mit den Niederschlägen im nördlichen Europa auf. Wie Folland et al. (2009) zeigte, hat die positive Phase der SNAO eine trockene und warme Witterung im nördlichen Europa zur Folge. Die Variabilität der SNAO müsste somit zu Variationen der Niederschlagsmenge zwischen den Jahren führen. Andererseits steigt in den Sommermonaten der Einfluss lokaler Prozesse auf die Niederschlagsentstehung (Zveryaev, 2004). Diese besitzen ebenfalls Variabilitäten auf jährlichen Zeitskalen, was die Auswirkungen der SNAO auf die Niederschläge in Norddeutschland verringern könnte.

Es stellt sich daher die Frage, auf welchen Zeitskalen die Niederschläge in Norddeutschland variieren. Zudem soll geklärt werden, wie räumliche Verteilung der zeitlichen Charakteristika der Niederschläge in Norddeutschland ist. Dabei ist zu beachten, dass diese Verteilung nicht vollständig unabhängig von der Niederschlagsmenge sein kann. Schließlich geht es um die Beantwortung der Frage nach den Mechanismen der längerfristigen Variabilitäten der Niederschläge.

Im Laufe der Zeit wurden verschiedene Methoden zur Bestimmung der Niederschlagsmengen entwickelt und verbessert, angefangen von ortsfesten Regentöpfen über bodengestützte Radargeräte bis hin zu Satellitenmessungen. Dabei besitzen alle Messmethoden individuelle Vor- als auch Nachteile. Für Niederschlagsmessungen in kleineren, begrenzten Regionen werden häufig Radar oder stationäre Regenmesser verwendet. Die Funktionsweise und somit die Art der Datenerhebung beider Geräte ist sehr verschieden. So besitzt ein herkömmlicher Regenmesser eine vergleichsweise kleine Auffangfläche. Hinzukommen ein großer Abstand zwischen den einzelnen Stationen sowie eine relativ grobe zeitliche Auflösung, häufig als 24-Stunden-Summen des Niederschlags. Dafür wird er im Vergleich zu einem Radar gerade bei großskaligeren Ereignissen als eine exaktere Methode zur Niederschlagsbestimmung angesehen (Barnston, 1990) und stellt eine deutlich längeren Datenbasis zur Verfügung. Mit der Verwendung der Radartechnologie zur Niederschlagsbeobachtung und -messung wurde eine we-

sentlich höhere räumliche sowie zeitliche Auflösung erreicht. Somit können insbesondere kleinskalige kurze Regenereignisse beobachtet werden, welche primär auf Konvektionsprozessen basieren (Theusner and Hauf, 2004). Allerdings benachteiligt die große Varianz unter den einzelnen Niederschlagsereignissen die Ermittlung der Niederschlagsmenge, wie Austin (1987) angemerkt. Deswegen werden überwiegend einzelne Regenereignisse mittels Radargeräten untersucht, wobei die Vorhersage und Warnung vor extremen Niederschlägen und damit verbundenen Gefahren durch Überschwemmungen im Mittelpunkt stehen. Diese gründen sowohl auf einzelnen Radargeräten als auch auf Komposits aus mehreren Geräten. Das Radarnetzwerk des Deutschen Wetterdienstes (DWD) besteht in seiner derzeitigen Struktur seit 2000. Diese elf Radargeräte decken nahezu das gesamte Bundesgebiet ab.

Die Vor- und Nachteile von Radargeräten für die Niederschlagsbeobachtung macht eine Einschätzung der Qualität der Radarkomposits notwendig. Insbesondere die Eignung für klimatologische Auswertungen steht dabei im Mittelpunkt. Entsprechend der höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung sollten Radarkomposits eine bessere Datengrundlage bereitstellen, was besonders auf die vergangenen zehn Jahre zutrifft. Zusätzlich gilt es die Frage zu klären, welche weiteren Aussagen sich mit Hilfe von Radardaten über die Niederschlagsverteilung treffen lassen.

Somit ist diese Arbeit wie folgt gegliedert. Kapitel 2 stellt zunächst die verwendeten Daten und Methoden vor. In Kapitel 3 erfolgt dann eine Einschätzung der Qualität der Radarkomposits. Anschließend werden in Kapitel 4 die Niederschlagsmuster genauer analysiert. Kapitel 5 beinhaltet eine Diskussion der Ergebnisse.

## Kapitel 2

# Daten und Methodik

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit der Beschreibung der Datensätze, welche in dieser Arbeit verwendet wurden. Als erstes wird auf den Radardatensatz eingegangen. Im Anschluss erfolgt die Beschreibung der Stationsdaten sowie des Druckfelddatensatzes. Zum Schluss werden die Besonderheiten der Auswertungsmethoden dargelegt.

### 2.1 Radardaten

Beim Radardatensatz handelt es sich um Kompositbilder des Radarnetzwerkes des DWD. Diese stehen alle 15 Minuten zur Verfügung und haben eine Gitterauflösung von  $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ . Die Daten bestehen aus sieben Reflektivitätsklassen (0–6), in welche das Radarsignal vom DWD eingeteilt wurde. Diese Klassen entsprechen den unteren Intervallgrenzen 0 dBZ, 7 dBZ, 19 dBZ, 28 dBZ, 37 dBZ, 46 dBZ und 55 dBZ. Zur Erzeugung des Komposits wurde vom DWD in den Überschneidungsbereichen der einzelnen Radargeräte das jeweils stärkste Signal verwendet. Bei den Daten handelt es sich um Reflexionen, die aus der geringsten Messhöhe stammen (DWD, 2004a). Diese Messhöhe ist vom Winkel zwischen Radarstrahl und Horizont abhängig. Sie nimmt mit größerer Entfernung zum Radar zu. Der Elevationswinkel variiert laut DWD (2004a) zwischen  $0.5^\circ$  und  $1.8^\circ$ , abhängig von der Orografie. Aus den Kompositbildern wurden bereits vom DWD mittels eines Filters Fest- und Bodenechos soweit wie möglich entfernt. Dazu betrachtet man neben dem eigentlichen Messtermin zusätzlich die vorhergehenden Tage, sodass ortsfeste Störsignale leicht identifiziert und korrigiert werden können. Allerdings können mit dieser Methode keine bewegten Objekte, wie Schiffe und Windkraftanlagen gefiltert werden, da diese an einem Ort nur sporadisch zu hohe Messwerte liefern.

Aus den einzelnen Kompositbildern wurde eine Zeitreihe der Monate Juni bis September für den Zeitraum 2001 bis 2010 erzeugt. Für die Jahre 2008 bis 2010 fanden ausschließlich die aus dem deutschen Radarnetzwerk generierten Bilder Verwendung. Die früheren Jahre (2001–2007) wurden aufgrund der Datenverfügbarkeit aus gesamten europäischen Komposits erzeugt und anschließend auf den gleichen Ausschnitt der Jahre nach 2007 zugeschnitten. Der Ausschnitt beinhaltet hauptsächlich die Messwerte der Radarstandorte Hamburg und Rostock. Es sind allerdings Überschneidungen mit den Daten der Standorte Emden,

Klasse	$Z$ [dBZ]	$a$ [(mm <sup>6</sup> /m <sup>3</sup> )(h/mm) <sup><i>b</i></sup> ]	$b$	$R_{min}$ [mm/h]
0	0	—	—	0.0
1	7	256	1.4	0.06
2	19	256	1.4	0.4
3	28	320	1.4	1.6
4	37	200	1.6	7.5
5	46	77	1.9	26.8
6	55	77	1.9	79.8

Tabelle 2.1:  $Z$ -Werte der jeweiligen Reflektivitätsklasse sowie die aus den Koeffizienten  $a$  und  $b$  berechnete minimale Niederschlagsmenge  $R_{min}$ .

Hannover und Berlin sowie im europäischen Verbund mit Rømø zu erwarten (vgl. (DWD, 2004a)). Die Vollständigkeit der Zeitserie ist nicht gegeben, da nicht alle Kompositbilder vorhanden sind. Dies beruht wahrscheinlich auf technischen Gründen wie Wartung oder Ausfällen von Radargeräten. Es betrifft ca. 0.008 % aller Daten, wobei die Zeitspanne der fehlenden Messungen von 15 Minuten bis zu vier Tagen reicht. Im Median des gesamten Zeitraumes fehlen 30–60 Minuten, was zwei bis vier Radarbildern pro zehn Jahren entspricht. Plausibilitätsüberprüfungen ergaben keine Notwendigkeit des Ausschlusses einzelner Kompositbilder.

Bei Radargeräten werden die Niederschlagsmengen aus reflektierten Radarpulsen ermittelt. Diese Reflexionen basieren auf Streuprozessen an einzelnen Tropfen, welche durch Rayleigh-Streuung beschrieben werden können. Dafür muss die Tröpfchengröße deutlich kleiner als die Wellenlänge der Radarstrahlung sein. Die Wellenlänge der vom DWD verwendeten C-Band-Geräte liegt bei etwa 5.3 cm. Diese Wellenlänge ist wesentlich größer als die Tröpfchengröße von Regentropfen, welche im Bereich von 0.05 mm bis 2.5 mm variieren kann (DWD (1987)). Der Radarpuls besitzt einen Öffnungswinkel, welcher bei den Geräten des DWD 1° beträgt, sowie eine Dauer. Durch diese Eigenschaften wird ein Messvolumen definiert. Innerhalb dieses Volumens kommen mehrere Tröpfchen vor, die zudem verschiedene Größen haben. Als Folge wird durch das Radargerät ein mittleres Signal des gesamten Messvolumens empfangen. Dieses empfangene Signal ist von der Anzahl der Tröpfchen im Messvolumen sowie vom Tröpfchenspektrum abhängig. Das von den Regentropfen reflektierte Signal wurde vom DWD in den Reflektivitätsfaktor  $Z$ , nachfolgend als Reflektivität bezeichnet, umgerechnet. Rinehart (1997) liefert eine detaillierte Herleitung des Zusammenhangs zwischen gemessenem Signal und Reflektivität. Mit Hilfe der R-Z-Beziehung

$$Z = a \cdot R^b \quad (2.1)$$

können aus den Reflektivitäten Regenmengen berechnet werden. In dieser Relation ist  $R$  die Niederschlagsmenge in mm/h und  $Z$  der Reflektivitätswert in mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>. Die Koeffizienten  $a$  und  $b$  werden dabei empirisch bestimmt. Da sie von der Art des Niederschlags und vom Tröpfchenspektrum abhängen, variieren die Koeffizienten zwischen den einzelnen Niederschlagsereignissen (Austin, 1987; Battan, 1973; Rinehart, 1997). Um die Variabilität der Tröpfchengröße zu berücksichtigen, werden variable Koeffizienten  $a$  bzw.  $b$  in der R-Z-Relation 2.1 verwendet. Die Koeffizienten  $a$  und  $b$  variieren in Abhängigkeit der  $Z$ -Werte

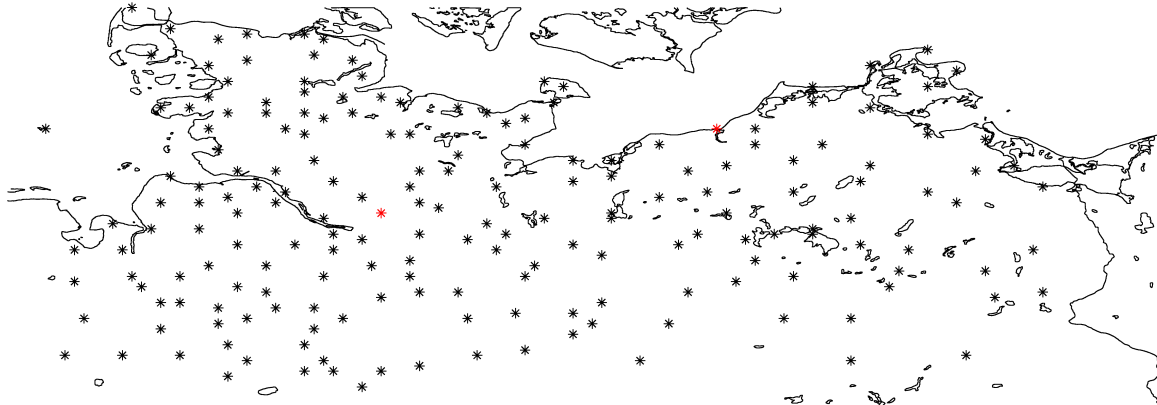


Abbildung 2.1: Karte der Stationen. Die rot markierten Stationen sind die Radarstandorte Hamburg und Rostock.

und beruhen auf den vom DWD (2004b) veröffentlichten Werten. Die Koeffizienten, welche für die Umrechnung der Z-Werte verwendet wurden, sowie die zugehörigen Niederschlagsmengen sind in Tabelle 2.1 aufgelistet. Auf Grundlage von Formel 2.1 ergibt sich somit aus der Klasseneinteilung der Reflektivitäten eine Abschätzung der minimalen Niederschlagsmengen der jeweiligen Klasse. Die maximale Regenmenge kann durch die Differenz zur nächst höheren Klasse bestimmt werden. Die höchste Klasse 6 hat keine obere Grenze, sodass sie alle Niederschläge mit mehr als 79.8 mm/h enthält.

## 2.2 Stationsmessungen

Die für diese Arbeit verwendeten Stationsmessungen umfassen 191 Stationen des DWD. Bei den Stationsmessungen handelt es sich um Niederschlagssummen innerhalb eines 24h-Zeitraums von 6.00 UTC bis 6.00 UTC des folgenden Tages für die Sommermonate Juni, Juli, August und September. Die längsten Zeitreihen umfassen die Sommermonate der Jahre 1951 bis 2010. Derart lange Zeitserien liegen für die Stationen Hamburg-Fuhlbüttel, Brunsbüttel, Schleswig, Rostock und Jork-Moorende vor. Die Daten der Stationen Leck und Kiel-Holtenau sind ab 1974 bzw. 1986 verfügbar. Die Zeitserien der übrigen Stationen beginnen erst nach 1990. Ein detaillierte Auflistung der Zeiträume ist in Tabelle 6.1 im Anhang zu finden.

Bei der Stationsauswahl wurde darauf geachtet, dass die Daten im Zeitraum 2001–2010 möglichst vollständig sind. Die räumliche Verteilung der Stationen in Abbildung 2.1 zeigt, dass die Stationsdichte der verfügbaren Stationen im westlichen Teil des betrachteten Gebietes höher ist als im Östlichen. In Abbildung 2.2 ist die Anzahl der verfügbaren Stationen in Abhängigkeit des Messtages für den Zeitraum 1991 bis 2010 aufgetragen. Die maximale Stationdichte wird erst gegen Ende des Jahres 2010 erreicht. Sie umfasst allerdings nie alle 191 Stationen.

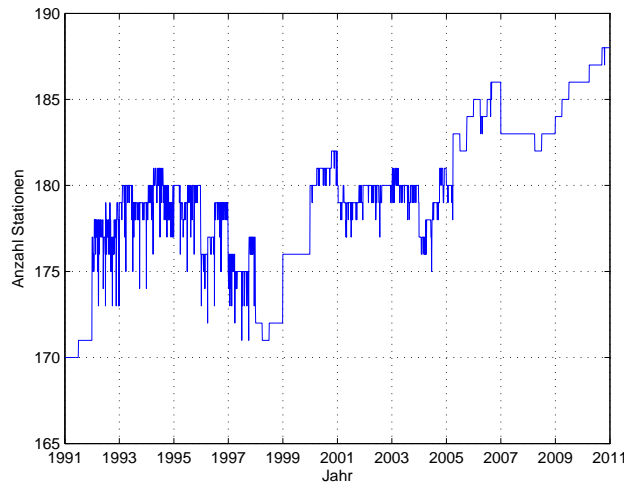


Abbildung 2.2: Anzahl der Station, deren Messdaten zur Erstellung der räumlichen Niederschlagsverteilung genutzt wurden.

Aus diesen Stationsmessungen wurde anschließend für jeden Tag durch Interpolieren auf das Gitter der Radardaten eine Zeitreihe der räumliche Verteilung des Niederschlags für die Jahre 1991–2010 erstellt. Für die Interpolation wurde ein exponentieller Zusammenhang (natural neighbor interpolation; NNI) zwischen den Stationen angenommen, um lokale Singularitäten für die Stationsstandorte zu vermeiden. Wie Hofstra et al. (2008) darstellt, ist NNI insbesondere im norddeutschen Raum und bei hohen Stationsdichten weniger fehlerbehaftet als lineare Interpolationsmethoden.

## 2.3 Druckdaten

Diese Daten bilden die Grundlage für die Analyse der großräumige Zirkulation zum jeweiligen Termin. Daher umfassen sie ein weitaus größeres Gebiet, das sich von  $30^\circ$  östlicher Länge bis  $30^\circ$  westlicher Länge sowie von  $35^\circ$  bis  $70^\circ$  nördlicher Breite erstreckt. Es handelt sich bei den Daten um ERA-Interim Reanalysedaten des Drucks auf Meeresniveau. Sie liegen für die Jahre 2001–2010 zu den vier Hauptbeobachtungsterminen 0.00 UTC, 6.00 UTC, 12.00 UTC und 18.00 UTC vor, haben also zeitliche Auflösung von sechs Stunden. Die horizontale Auflösung ist T255, was einem  $0.7^\circ \times 0.7^\circ$ -Gitter geografischer Länge bzw. Breite entspricht.

Auf Basis dieser Druckfelder wird eine Klassifizierung der Strömungsmuster über Deutschland vorgenommen. Die Klassifizierungsmethode basiert auf den Großwettertypen des cost733-Projekts, welches in Philipp et al. (2010) detaillierter beschrieben wird. Die Methode arbeitet mit drei vordefinierten Mustern. Eines besteht aus einem zonalen Druckgradienten, sodass die Isobaren meridional verlaufen. Das nächste beinhaltet einen meridionalen Druckgradienten und das dritte entspricht einer zyklonalen Druckverteilung. Für alle drei Muster wird dann jeweils ein Korrelationskoeffizient mit dem tatsächlichen Druckfeld berechnet. Auf deren Grundlage erfolgt anschließend die Einteilung Druckfeldes

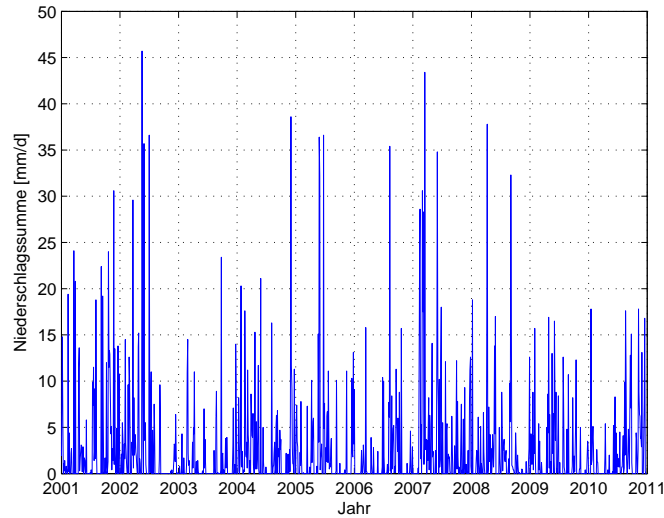


Abbildung 2.3: Zeitreihe der Tagesniederschlagssummen der Sommermonate Juni bis September der Jahre 2001–2010 für Kiel-Holtenau. Die Zeitreihe sind Stationsmessungen.

in die acht Hauptwindrichtungen (Nord, Nordost, Ost, Südost, Süd, Südwest, West und Nordwest) bzw. den zwei zusätzlichen Klassen für zyklonale und antizyklonale Strömungsmuster. Diese Einteilung gilt auch über dem betrachteten norddeutschen Teilgebiet mit der Einschränkung, dass die zyklonale (antizyklonale) Klasse ein Teil der nördlichen (südlichen) Klasse wird. Entsprechend der zeitlichen Auflösung der ERA-Interim-Daten liegt Klassifizierung ebenfalls alle sechs Stunden vor.

## 2.4 Niederschlagseigenschaften und Methoden

Als nächstes folgt eine Beschreibung der Methoden, welche bei der Auswertung der Niederschläge angewandt werden. Zunächst wird auf eine erste Korrektur der Radarmessungen verwiesen. Danach soll auf einige mathematische Besonderheiten der Niederschlagsdaten eingegangen werden. Anschließend wird die Berechnung der Niederschlagsdauer betrachtet. Zum Schluss soll noch die Methode beschrieben werden, mit welcher in der vorliegenden Arbeit eine Differenzierung zwischen räumlich inhomogenen und lokal homogenen Niederschlägen vorgenommen wurde.

Eine erste Überprüfung der Stationsmessungen ergab die Notwendigkeit einer Korrektur der Radardaten. Bei dieser Sichtung wurde festgestellt, dass in den Radardaten an allen Stationsstandorten gemessene Niederschläge vorkamen, wohingegen in den Stationsmessungen keine Niederschläge verzeichnet wurden. Sofern eine Mindestanzahl an Stationsstandorten diesen Fehler aufweist, werden die Messungen des entsprechenden Tages aus dem Radardatensatz entfernt. Die Sichtung ergab, dass für mehr als vier Stationen diese Korrektur gerechtfertigt ist. Innerhalb des gesamten 10-Jahrezeitraums wurden 111 Tage auf diese Art



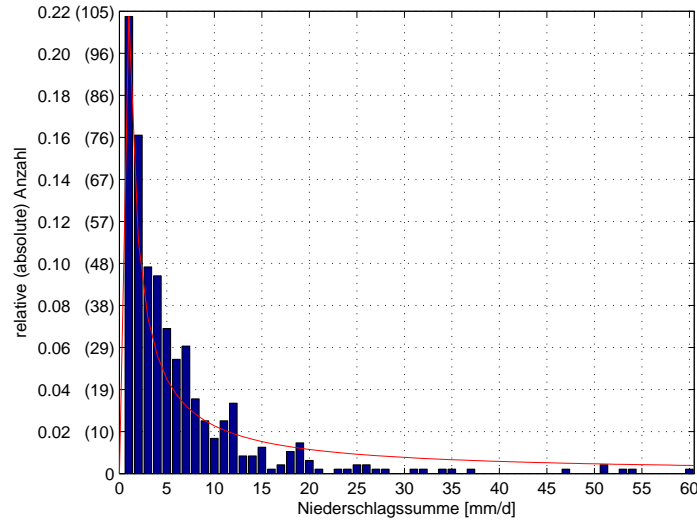


Abbildung 2.4: Verteilungsfunktion der Tagesniederschlagssummen aus Abbildung 2.3. In den Klammer ist die absolute Anzahl der Ereignisse angegeben. Die rote Kurve ist eine angepasste lognorm-Verteilung.

und Weise korrigiert.

Bei der Auswertung von Niederschlägen müssen einige Besonderheiten beachtet werden. In Abbildung 2.3 ist die Tagesniederschlagssumme der Monate Juni, Juli, August und September der Station Kiel-Holtenau für den Zeitraum 2001 bis 2010 dargestellt. Aus Abbildung 2.3 lässt sich eine Besonderheit von Niederschlagssummen erkennen. Die Niederschlagssumme ist eine Größe, welche insbesondere auf kurzen Zeitskalen unterhalb von Monaten mit 0 mm eine untere Grenze besitzt. Diese Tatsache wirkt sich entscheidend auf die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Niederschlagsmenge aus. Abbildung 2.4 zeigt am Beispiel des Stationsstandortes Kiel-Holtenau eine typische Verteilungsfunktion der Tagesniederschlagssummen. Dabei handelt es sich um Tagesniederschlagssummen, welche aus den Stationsmessungen berechnet wurden. Man erkennt, dass Niederschläge im mathematischen Sinn nicht normal verteilt sind. In dieser Hinsicht unterscheiden sie sich von anderen meteorologischen Parametern wie der Temperatur oder dem Druck. Die rot eingezeichnete Kurven in Abbildung 2.4 zeigt eine an die Niederschlagsdaten angepasste lognorm-Verteilung. Diese beschreibt annähernd die Verteilungsfunktion der Tagesniederschläge. Für Regenmenge mit mehr als 20 mm/d weist die lognorm-Verteilung zu hohe Werte auf. In diesem Intervall liegen ca. 10 % aller Niederschläge. Insgesamt beschreiben die Niederschläge mit weniger als 30 mm/d 95 % aller Niederschlagsereignisse. Aufgrund dieser Verteilungsfunktion sind die Ergebnisse von Standardanalysemethoden, wie empirische orthogonale Funktionen (EOF), Korrelationskoeffizienten oder Signifikanztests, nicht abgesichert. Die Signifikanz wird in dieser Arbeit mittels eines t-Tests bestimmt, da dieser gegenüber nicht gaußverteilten Verteilungsfunktionen weniger anfällig ist (Schönwiese, 2004). Die EOFs werden von Anomalien des Niederschlags berechnet. Diese Anomalien folgen ebenso wie

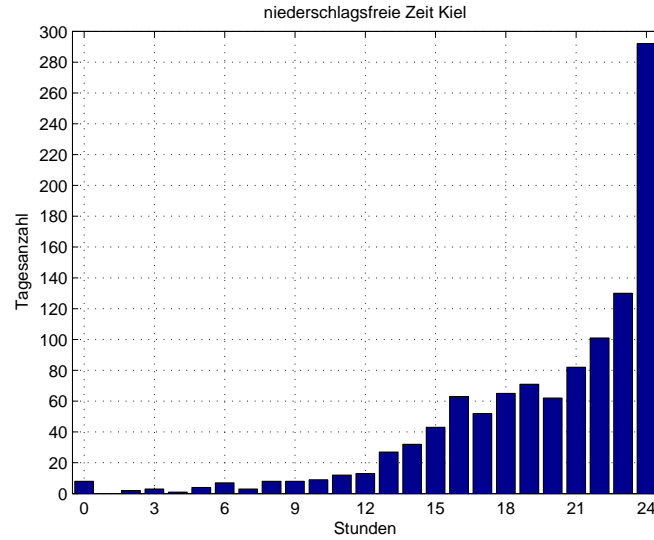


Abbildung 2.5: Verteilungsfunktion der Dauer der niederschlagsfreien Zeit pro Tag für Kiel-Holtenau.

die Tagesniederschlagssummen keiner Normalverteilung. Die Verteilungsfunktion kann bei der EOF-Berechnung zu Artefakten führen, welche sich insbesondere in der ersten EOF zeigen. Eine mögliche Interpretation der ersten EOF besteht darin, dass es sich um ein grundlegendes Niederschlagsmuster handelt, vergleichbar mit Mittelwerten von Monats- oder Jahresniederschlagssummen. Bei der Interpretation der Zeitreihe der ersten EOF muss zusätzlich der Mittelwert der Tagesniederschlagssummen berücksichtigt werden, da die Anomalien der Tagessummen zur EOF-Berechnung genutzt wurden. Die Muster der höheren EOFs können als Variationen des Grundmusters angesehen werden.

Nachfolgend wird die Berechnung der Niederschlagsdauer betrachtet. Wie aus der Beschreibung der Radardaten folgt, liegen die Radarbilder alle Viertelstunden vor. Um eine Vergleichbarkeit mit den Stationswerten herzustellen, wurden zunächst Tagesniederschlagssummen berechnet. Die Berechnung erfolgte über den gleichen 24h-Zeitraum, in welchem die Stationswerte erfasst wurden, also von 6.00 UTC bis einschließlich 6.00 UTC am Folgetag. Auf dieser Tageslänge basiert die anschließende Berechnung der Dauer der Niederschlagsereignisse bzw. der Anteil der niederschlagsfreien Zeit an der gesamten Tageslänge. Diese wird für jeden Gitterpunkt durchgeführt, wobei bei Niederschlägen, die über 6.00 UTC hinaus andauern, nur der Anteil, welcher vor diesem Termin liegt, in die Berechnung der Dauer einfließt. Die restliche Dauer dieser Regeneignisse geht dann in die Berechnung der Niederschlagsdauer des nächsten Tages ein. Die tatsächliche Dauer der Niederschläge kann daher unterschätzt werden. Eine Berechnung der mittleren Gesamtniederschlagsdauer unabhängig vom 24h-Zeitraum ergab, dass die Unterschätzung der Niederschlagsdauer unabhängig vom Gitterpunkt im saisonalen Mittel etwa 10 Minuten beträgt. Dieser Unterschätzung ist geringer als der systematische Fehler, welcher durch die minimale zeitliche Auflösung der Radardaten entsteht. Dieser systematische Fehler

ler beträgt 15 Minuten. Die minimale Auflösung der Niederschlagsdauer bzw. niederschlagsfreien Zeit entspricht daher ebenfalls 15 Minuten. Bei der Niederschlagsdauer ändert sich die Verteilungsfunktion aufgrund der Berechnungsmethodik nicht. Die Verteilungsfunktion entspricht einer lognorm-Verteilung mit dem Maximum bei 15 Minuten. Anders verhält es sich bei der Verteilungsfunktion der niederschlagsfreien Zeit. Die Form entspricht einer ebenfalls lognorm-Verteilung. Allerdings ist diese an der Ordinate gespiegelt und längs der Abszisse verschoben, sodass das Maximum bei 24 Stunden liegt. Die Verteilungsfunktion der niederschlagsfreien Zeit ist in Abbildung 2.5 dargestellt.

Abschließend soll eine Unterscheidungsmöglichkeit zwischen lokal variierenden und homogenen Niederschlagsereignissen vorgestellt werden. Die Methodik basiert auf der hohen räumlichen Auflösung der Radardaten. Auf Grundlage dieser Auflösung kann eine mittlere Korrelationslänge für Regenereignisse in Norddeutschland berechnet werden. Für den Zeitraum 2001–2010 beträgt diese sowohl zonal als auch meridional 8 km, was zwei Gitterpunkten entspricht. Somit wird um den Berechnungspunkt ein Quadrat mit der Größe von  $5 \times 5$  Gitterpunkten aufgespannt. Innerhalb dieser Fläche wird die Varianz der Differenzen der Regenmenge zwischen den Gitterpunkten betrachtet. Anhand der Standardabweichung aller berechneten Varianzen werden die Niederschläge anschließend als lokal inhomogene (homogene) Niederschlagsereignisse klassifiziert, wenn die Varianz am jeweiligen Ort oberhalb (unterhalb) der Standardabweichung aller Varianzen liegt. Eine ähnliche Methode wurde von Sempere-Torres et al. (2000) zur Verifizierung von konvektiven und stratiformen Regenereignissen genutzt. Dabei wurden inhomogenen Strukturen der Reflektivitäten als konvektiver Niederschlag klassifiziert. Die homogenen Strukturen wurden mittels höhenabhängigen Radardaten in stratiformen Niederschlag und eine Übergangsphase zwischen beiden Niederschlagsformen eingeteilt. Nachfolgend wird bei der Analyse der Daten die Übergangsphase ebenfalls als stratiformer Niederschlag klassifiziert.

## Kapitel 3

# Güte der Radardaten

Im folgenden Kapitel soll eine Einschätzung der Qualität der radarbasierten Niederschlagsmessungen erfolgen. Dafür werden zunächst Besonderheiten und mögliche Fehlerquellen der Radarmessung betrachtet. Dann erfolgt die Überprüfung der Güte der Kompositdaten. Schließlich wird ein Vergleich zwischen Niederschlagsmessungen basierend auf Stations- und Radarmessungen durchgeführt. Für den Vergleich wird derjenige Gitterpunkt aus dem Komposit verwendet, welcher dem Stationsstandort am nächsten liegt. Um die Vergleichbarkeit beider Datensätze zu gewährleisten, wurden aus den Radardaten 24h-Niederschlagssummen berechnet.

### 3.1 Strahlenausbreitung und Störeffekte

Bei Radarstrahlen handelt es sich um elektromagnetische Wellen. Sie unterliegen Effekten wie Refraktion und Reflexion. Die Beschreibung dieser Effekte erfolgt mit Hilfe des Brechungsindex', der durch das Verhältnis der Vakuumlichtgeschwindigkeit zur Ausbreitungsgeschwindigkeit im jeweiligen Medium definiert ist. In der Atmosphäre ist der Brechungsindex von der Temperatur, dem Druck, dem Wasserdampfgehalt, der Anzahl freier Elektronen und der Frequenz des Radars abhängig, sodass der Brechungsindex mit der Höhe abnimmt. Diese Höhenabhängigkeit des Brechungsindex' hat einen Krümmungseffekt zur Folge, durch den sich der Radarstrahl mit zunehmendem Abstand zum Radar immer weniger von der Erdoberfläche entfernt. Sollte der Brechungsindex in einer Schicht allerdings deutlich kleiner als in der darunterliegenden Schicht sein, führt dies zur Reflexion des Signals an der Schichtgrenze. Daher können auch Bodenechos von weiter entfernten Objekten im Radarbild auftreten. Solche Bedingungen herrschen beispielsweise bei einer Inversion oder Gewittern. Im umgekehrten Fall, wenn die obere Schicht einen größeren Brechungsindex als die untere besitzt, wird der Radarstrahl nach oben gebrochen bzw. kann ein von höheren Schichten einfallender Strahl nach oben reflektiert werden. Das ist selten der Fall, kann aber im Zusammenspiel mit dem im vorher beschriebenen Effekt dazu führen, dass der Radarstrahl zwischen zwei Schichten gefangen wird und sich somit die Reichweite des Radars erhöht. Infolgedessen können Reflexionen entfernter Objekte nähere Signale überlagern. Insgesamt fasst man diese

Effekte unter dem Begriff der anormalen Strahlenausbreitung (anoprop; AP) zusammen.

Ein weiterer Effekt von scharfen Gradienten des Brechungsindex', wie sie z.B. bei Inversionen auftreten, besteht darin, dass ein Teil der Energie des Radarstrahl reflektiert werden kann. Dadurch erhält man ein Niederschlagssignal im Radarbild obwohl kein Niederschlag fällt. Dieser Effekt kann tatsächliche Reflexionen von Niederschlägen u.U. noch verstärken, sodass der Niederschlag in der Radarmessung überschätzt wird.

Objekte, die eine ähnliche Größe wie Regentropfen besitzen, verursachen bei Radargeräten ebenfalls fehlerhafte Niederschlagsmessungen. So werden zum Beispiel auch größere Ansammlungen von Staub und Insekten im Radarbild sichtbar. Gerade Insekten sorgen in den Sommermonaten in niedrigen bis mittleren Höhen für fehlerhafte Echos, während die nötigen Windgeschwindigkeit für größere Staubmengen nur in Stürmen erreicht werden (Rinehart, 1997).

Des Weiteren seien noch die sogenannten hellen Bänder (bright bands; BB) erwähnt. Dabei handelt es sich um starke Reflexionen, die meist in einer bestimmten Höhe auftreten, wenn die Temperatur unter  $0^{\circ}\text{C}$  sinkt. In Reichweiten-Höhen-Darstellungen (range-height-indicator; RHI) sind BB als Reflektivitätsmaxima zu erkennen. Sie entstehen, wenn gefrorener Niederschlag, in eine Schicht mit Temperaturen oberhalb von  $0^{\circ}\text{C}$  fällt. Dabei schmilzt die äußere Schicht, sodass sich um den Kern eine Wasserschicht bildet. Da Wasser höhere Reflektivitäten aufweist als Eis, wird das Echo hauptsächlich von der Wasserschicht erzeugt. Obwohl diese Wasserschicht sehr dünn ist, kommt es in Kombination Eiskristallkernen wegen deren Verhältnis von Größe zu Flüssigwasseranteil zur Überschätzung der tatsächlichen Niederschlagsmenge. Dieser Effekt tritt überwiegend in stratiformer Niederschlägen auf und wird daher oft zur Unterscheidung zwischen stratiformen und konvektiven Ereignissen genutzt (Rinehart, 1997; Sempere-Torres et al., 2000).

### 3.2 Systematische Fehler der Radarmessungen

Nachfolgend sollen Effekte analysiert werden, welche sich ausschließlich in den Radardaten vorhanden sind. So zeigt Abbildung 3.1 (oben) das zehnjährige Mittel der saisonalen Niederschlagssumme. Darunter ist die interannuale Varianz dargestellt. Die Abbildung zeigt typische Effekte, die bei Radarmessungen auftreten können (Rinehart, 1997). Zum einen erkennt man in Abbildung 3.1 Bereiche, in welchen der Radarstrahl durch Bodenreflektoren abgeschirmt wird. Bei diesen Bodenreflexionen handelt es sich meistens um hohe Gebäude, aber auch Berge und Windräder reflektieren Radarstrahlen. An diesen Reflektoren wird ein Großteil der Strahlenergie zurückgeworfen. Als Folge sind die gemessenen Reflektivitäten zu gering, sodass sich dahinter eine Schattenzone bildet. In dieser werden Niederschläge nur noch mit verringerter Energie bestrahlt und man detektiert daher zu schwache Echos. Beispiele für derartige Abdeckungen sind im Messbereich des Radars bei Hamburg zu finden. In Abbildung 3.1 treten südwestlich des hamburger Radars zwei Linien mit verringerten Niederschlagssummen auf, die sich trichterförmig vom Radarstandort ausgehend öffnen. Da am Ausgangspunkt der Schattenzonen keine erhöhte Niederschlagssumme vorhanden ist, beruhen diese Abschattungsbereiche auf Festechos wie Gebäuden. Diese festen Bodenreflexionen wurden vom DWD heraus gefiltert und sind daher

nicht mehr zu erkennen. Nicht gefiltert wurden Reflexionen, die von Windrädern stammen. Diese Reflexionen können vom Filteralgorithmus des DWD nicht erkannt werden und sind nicht vor der Kompositerstellung durch den DWD korrigiert worden. Infolgedessen treten punktuelle Maxima in der Niederschlagssumme auf. Ein Beispiel für den Einfluss von Windrädern in Abbildung 3.1 ist die Station Klanxbüll an der deutsch-dänischen Grenze im Nordwesten Schleswig-Holsteins. Zusätzlich liegt die Station Klanxbüll am äußersten Rand Messgebiets des hamburger Radars. Insbesondere im europäischen Komposit kommt es zu Überschneidungen mit dem dänischen Radar auf Rømø. Wie Strümpel (2001) zeigte, misst dieses zu hohe Reflektivitäten. Diese dominieren wegen des Algorithmus', welcher in den Übergangszonen angewendet wird, das Komposit in dieser Region.

Eine ähnliche Abschwächung des Radarstrahls wird durch starke Regenereignisse verursacht. Dadurch werden dahinterliegender Niederschläge ebenso verdeckt wie es bei Bodenechos unbewegter Objekte der Fall ist. Infolgedessen werden Niederschläge, die sich hinter diesen starken Niederschlägen befinden, unterschätzt. Eine Korrektur der Abschattung ist nicht bzw. in einigen Fällen nur begrenzt möglich, da die Stärke der Strahlblockade nicht einheitlich ist. Beim vorliegenden Datensatz ist keine Korrektur der Schattenzonen möglich, da es sich um einen kumulativen Effekt handelt. Die Abschattung tritt erst durch die Summenbildung in Erscheinung, wohingegen eine visuelle Qualitätsprüfung der einzelnen Kompositbilder keine derartigen Auffälligkeiten aufweist.

Ein weiterer Effekt der durch die saisonale Summation der Radardaten sichtbar wird, sind Bodenechos, welche durch den Schiffsverkehr verursacht werden. So erkennt man in Abbildung 3.1 die Seewege von und nach Bremen bzw. Hamburg. Insbesondere im stark befahrenen Fehmarn Belt und in der Flensburger Förde führen die Reflexionen der Schiffe zu einer erheblichen Überschätzung der mittleren saisonalen Jahresniederschlagssumme. Die Seewege in der Ostsee weisen dabei eine größere interannuale Varianz auf als jene in der Nordsee. Das kann auf der einen Seite eine Folge des engeren Fahrwasser sein, so dass sich die Schiffe auf ein kleineres Gebiet konzentrieren. Dadurch steigt die Wahrscheinlichkeit mit der ein Schiff den Radarstrahl in diesem Gebiet passiert. Andererseits befindet sich das Radar in Rostock wesentlich näher am betreffenden Gebiet. Da der Elevationswinkel der Radargeräte von der umgebenden Orografie abhängt und über der Wasseroberfläche kaum störende Echos auftreten, kann der Winkel zum Horizont beim rostocker Radar geringer als beim hamburger Radar sein. Somit können AP begünstigt werden, was das Auftreten von Bodenechos fördert. Diese Reflexionen der Schiffsrouten beeinflussen zum Teil auch den Vergleich mit den Stationsmessungen. Ein Beispiel dafür ist die Station Fehmarn. Bei dieser Station werden die Radarechos durch den Schiffsverkehr im Fehmarn Belt bzw. die Fährverbindung zwischen Fehmarn und Lolland verstärkt, wie in Abbildung 3.1 zu sehen ist. Die Auffälligkeiten der Schifffahrtsrouten sind dabei vom Zeitraum abhängig, über welchen die Summenbildung erfolgt. Die Auswertung von Radarkompositen von täglichen und 15-minütigen Niederschlagssummen ergab, dass keine erkennbare Abweichung der Niederschlagssumme im Bereich der Fahrwasser auftrat. Es handelt sich daher um eine ausschließlich durch das Summieren hervorgerufene Überschätzung der Niederschläge. Eine Korrektur der Schiffsechos ist, da sie nur als Kumulation auftreten, nicht möglich.

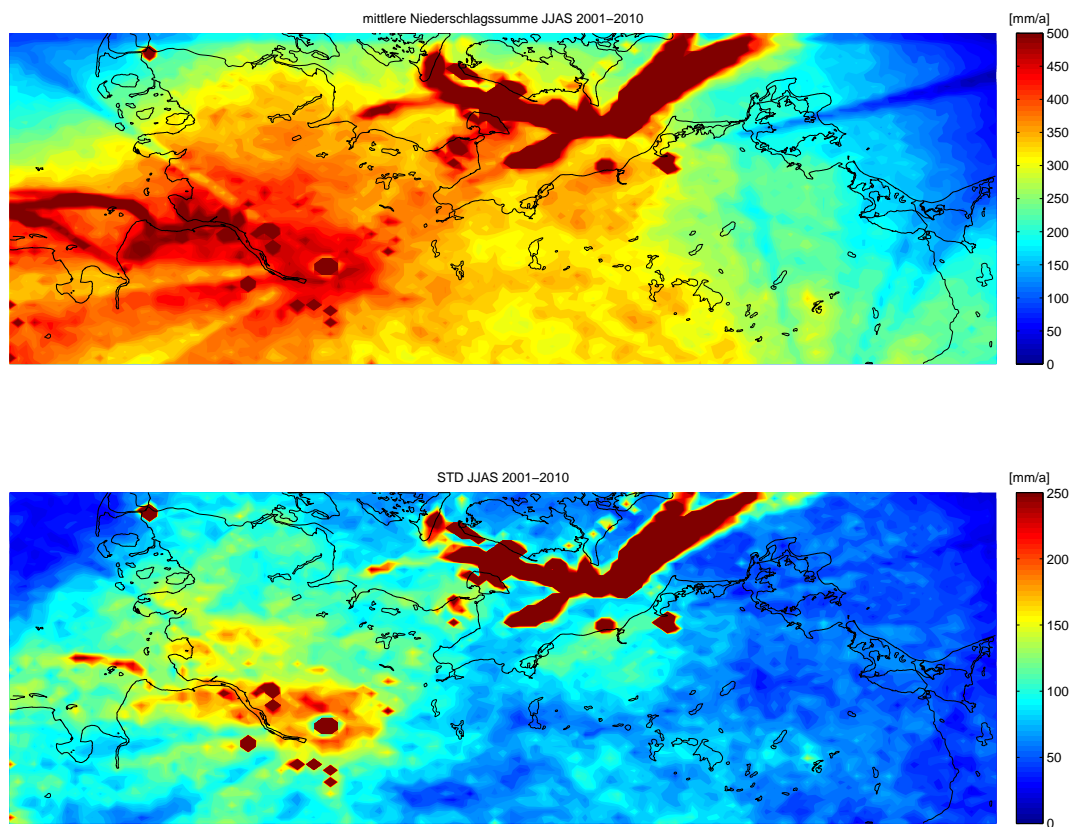


Abbildung 3.1: 10-Jahres-Mittel der saisonalen Niederschlagssumme der Radarmessungen der Jahre 2001 bis 2010 (oben). Summiert wurde über alle vier Monate Juni bis September. Unten ist die räumliche Verteilung der dazugehörigen Standardabweichung der saisonalen Niederschlagssummen dieses Zeitraumes dargestellt.

Der Radarstandort Hamburg-Fuhlsbüttel weist eine weitere Besonderheit der Radardaten auf. Er hebt sich in Abbildung 3.1 durch zu hohe Niederschlagsmengen von seiner Umgebung ab. Eine Begutachtung der einzelnen Jahresniederschlagssummen sowie der einzelnen Radarkomposits ergab, dass in es diesem Fall am Standort selbst aufgrund der Benetzung des Radardoms mit Regenwasser zu einer Überschätzung der Regenmengen kommt. Dabei reflektieren die Tropfen, welche sich auf der Radarkuppel befinden, einen Teil der Radarenergie. Das führt bei entfernten Niederschlägen zu einem schwächeren Signal, wohingegen von nahen Regenereignisse zu viel Energie aufgefangen wird. Eine Korrektur der Daten bezüglich beider Effekte erfolgte durch den DWD erst ab 2005. Zuvor fand ausschließlich eine Korrektur der entfernten Daten statt, sodass nach einem Niederschlagsereignis über dem Radarstandort an diesem Niederschläge gemessen wurden, während es keinen Niederschlag in der Umgebung gab. Aufgrund der nicht einheitlich erfolgten Korrektur, ist auch hierbei ein nachträgliches, objektives Korrigieren der überschätzten Niederschlagsmessungen nicht möglich.

Es bleibt daher festzuhalten, dass die Korrektur der Radardaten durch den DWD unvollständig ist. Insbesondere fand keine Bereinigung der Radarkomposits von bewegten Objekten sowie die Korrektur abgeschatteter Bereiche statt. Diese Effekte treten ausschließlich in Abbildungen hervor, in denen kumulative Größen wie Niederschlagssummen, Mittelwerte etc. dargestellt sind. In den einzelnen Kompositbildern sind diese Effekte nicht erkennbar. Bei den folgenden Analysen werden daher Gebiete, in denen Windrädern, nasse Radardome oder Schifffahrtsrouten die Messungen beeinträchtigen, nicht einbezogen. Diese Regionen können anhand von Abbildung 3.1 per Auge identifiziert werden. Die Einflüsse der Schiffe, Radarkuppeln und Windräder sind lokal begrenzt. Durch das Entfernen dieser Areale kann die Güte der Radardaten verbessert werden, wobei die räumliche Auflösung der Radardaten nur geringfügig beeinträchtigt wird. Auffälligkeiten, die auf Schattenzonen basieren, werden ebenfalls nicht weiter diskutiert.

### 3.3 Vergleich der Radar- mit den Stationsmessungen

Im folgenden Abschnitt wird der Vergleich der Radarmessungen zu den Stationsmessungen im Mittelpunkt stehen. Dabei ist die unterschiedliche Messmethodik zu beachten. So misst man bei den Stationsmessungen die Niederschlagsmenge auf einer Fläche am Boden, während die Radarmessung auf einem Volumen im Raum basiert. Das Messvolumen dehnt sich mit zunehmender Entfernung zum Radar sowohl horizontal als auch vertikal aus. Das hat zur Folge, dass sich mit zunehmendem Abstand vom Radar das Messgebiet vergrößert. In der Fläche können mittels Radar mehrere Niederschlagsereignisse erfasst werden, was insbesondere bei kleinräumigen Ereignissen wie Schauern zu unterschiedlichen Messergebnissen zwischen Radar und Stationsmessung führen kann. Andererseits misst man mit einem Radar auch Niederschläge, die aus größeren Höhen fallen. Diese haben somit eine längere Fallzeit. Zusätzlich wird der Radarpuls nicht parallel zu Erdoberfläche ausgesandt, sondern weist bezüglich des Horizonts einen Deklinationswinkel auf. Dadurch nimmt die unterste Messhöhe des Messvolumens mit steigender Entfernung zu. Das verlängert ebenfalls die Dauer



bis der Niederschlag den Boden erreicht. Als Folge der längeren Fallzeit können Niederschläge, welche mittels Radar über einem Gebiet erfasst werden, während des Fallens durch Wind weiter transportiert werden. Zum anderen besteht die Möglichkeit, dass sie verdunsten bevor sie den Boden erreichen (Rinehart, 1997). Folglich treten ebenfalls Diskrepanzen zwischen beiden Messmethoden auf. Infolgedessen wird die Niederschlagsmenge bei der Radarmessung überschätzt. Um eine Einschätzung solcher Fehler geht es im folgenden.

In Abbildung 3.2 sind die Tagesniederschlagssummen der Radarkomposits gegenüber den Stationsmessungen aufgetragen. Zusätzlich wurde für jede Station mittels Minimierung der Fehlerquadrate die Regressionsgerade bestimmt und eingezeichnet. Es zeigt sich, dass alle Stationen eine große Streuung der Tagesniederschläge aufweisen und diese mit zunehmender Regenmenge größer wird. Zwischen den einzelnen Stationen variiert die Streubreite stark. So ist sie für die Stationen Lübeck-Blankensee oder Helgoland wesentlich kleiner als für Bremen oder Schwerin. Die Streuung ist im Wesentlichen von der Variabilität der Niederschläge sowie der verwendeten R-Z-Beziehung abhängig (Austin, 1987). Lokale Abwinde (Aufwinde) können dabei die Niederschlagsintensität im kleinskaligen Bereich verstärken (verringern). Dadruch entstehen Differenzen in der gemessenen Niederschlagsmenge zwischen Radar- und Stationsmessung. Diese vertikalen Winde variieren mit jedem Niederschlagsereignis. Dies führt bei einigen Niederschlagsereignisse zu einer Überschätzung der Regenmenge durch das Radar, während andere Ereignisse unterschätzt werden.

Die Stationen in Abbildung 3.2 weisen überwiegend eine Überschätzung der Niederschläge durch die Radarmessungen auf, was ebenfalls für jene Stationen gilt, die nicht in Abbildung 3.2 dargestellt sind. Die Überschätzung erfolgt insbesondere bei höheren Niederschlagsmengen mit mehr als 15 mm/d und ist eine Folge der unterschiedlichen Messmethodik von Radar und stationären Regenmessern (Rinehart, 1997). Tests mit konstanten Koeffizienten  $a$  und  $b$  in der R-Z-Beziehung (Gleichung (2.1)) zeigen allerdings eine deutlich stärkere Überschätzung der Niederschläge mit mehr als 15 mm/d. Daher verringert die variable R-Z-Relation den Effekt der Überschätzung dieser Niederschlagsereignisse. Die Unterschätzung, welche nach Austin (1987) bei niedrigen Regenmengen auftreten sollte, ist nicht eindeutig zu erkennen. Es ist eine Folge der hohen Variabilität der Niederschlagsereignisse. Allein die Stationen Leck und List zeigen eine ausgeprägte Unterschätzung der Niederschlagsmenge durch das Radar. Hierbei erfolgt eine Unterschätzung der Niederschlagsmenge aufgrund der Entfernung der Stationen zum Radarstandort. Beide Stationen liegen im Bereich der maximalen Reichweite des Radargerätes, sodass die Niederschlagsmessung u.U. zu geringe Werte liefert.

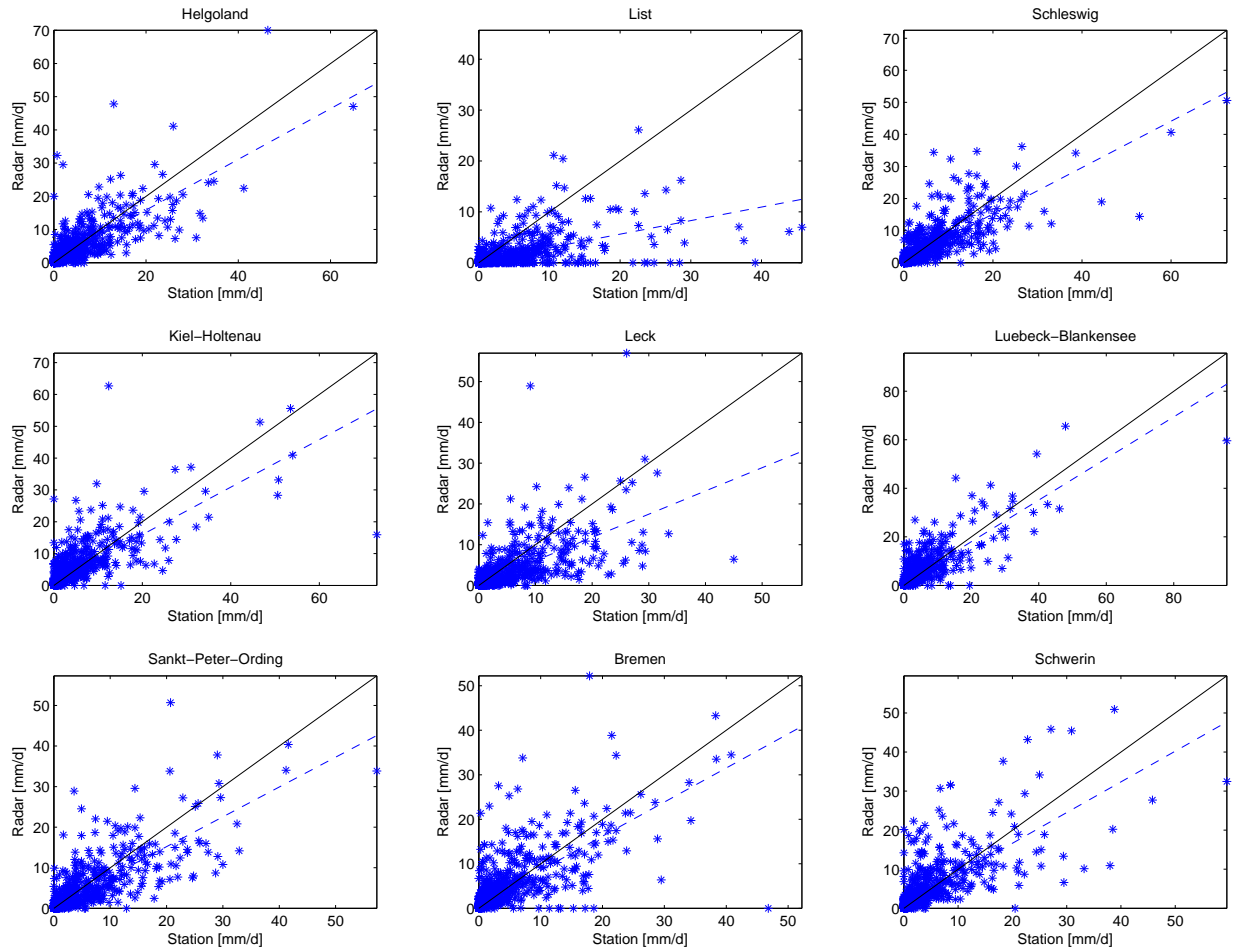


Abbildung 3.2: Tagesniederschlagssummen der Komposits in Abhängigkeit der Stationssummen (Punkte). Die blaue, gestrichelte Linie ist die Regressionsgerade der Punkte. Die schwarze Linie ist die Gerade mit Anstieg eins.

Station	Korrelation	Station	Korrelation
Brunsbüttel	0.65	Leck	0.71
Bremen	0.74	List auf Sylt	0.58
Fehmarn-Bisdorf	0.69	Lübeck-Blankensee	0.83
Hamburg-Neuwiedenthal	0.80	Rostock-Warnemünde	0.71
Helgoland	0.80	Sankt Peter-Ording	0.81
Itzehoe	0.74	Schleswig	0.81
Kiel-Holtenau	0.77	Schwerin	0.75
Mittel aller Stationen	$0.73 \pm 0.10$		

Tabelle 3.1: Korrelationskoeffizienten zwischen Radar- und Stationsmessungen. Eine vollständige Liste der Korrelationskoeffizienten findet sich in Tabelle 6.1 im Anhang.

Tabelle 3.1 listet die zu Abbildung 3.2 gehörenden Korrelationskoeffizienten auf. Diese variieren zwischen 0.58 und 0.83. Die mittlere Korrelation aller Stationen liegt bei  $0.73 \pm 0.10$ . Die hohe Standardabweichung der Korrelationen ist eine Folge der unterschiedlichen Streubreiten wie sie in Abbildung 3.2 auftreten. Wie Austin (1987) anmerkt, ist die Streubreite eine Folge der unterschiedlichen Niederschlagsereignisse und der R-Z-Beziehung. Obwohl die R-Z-Beziehung zwischen den einzelnen Klassen variiert, werden für jedes Niederschlagsereignis die selben Koeffizienten  $a$  und  $b$  für die jeweilige Klasse verwendet. Tests mit konstanten Koeffizienten  $a$  und  $b$  für alle Klassen wiesen jedoch niedrigere Korrelationen zwischen Stations- und Radarmessungen auf. Die Korrelationen der Stationen Hamburg-Fuhlsbüttel, Fehmarn und Klanxbüll sind nicht signifikant, da sie mehr als drei Standardabweichungen vom Mittelwert abweichen (vgl. Tabelle 6.1 im Anhang).

Die Verteilung der Korrelationskoeffizienten ist in Abbildung 3.3 dargestellt. In Schleswig-Holstein und im Gebiet zwischen den beiden Radarstandorten Hamburg und Rostock treten hohe Korrelationen auf. Sehr niedrige Korrelationskoeffizienten findet man bei Fehmarn und im Bereich der Elbemündung (Cuxhaven und bei Brunsbüttel). Aus Abbildung 3.1 lässt sich erkennen, dass diese geringen Korrelationen mit der Überschätzung der Niederschlagsmenge aufgrund der Nähe zu Schifffahrtsrouten zusammenhängen. Eine Auffälligkeit in der Karte ist die Abhängigkeit der Korrelation von der Entfernung zum Radarstandort. So stellt man fest, dass bei weit entfernten Stationen die Korrelation abnimmt. Am Beispiel der Station List ist dies gut zu erkennen. Aus dem Vergleich mit Abbildung 3.1 lässt sich schließen, dass diese Abnahme auf die begrenzte Reichweite der Radarpulse zurückzuführen ist. Allerdings nimmt die Korrelation auch ab, wenn die Stationen sehr nah am Radarstandort liegen. Das nahe Umfeld um Hamburg-Fuhlsbüttel ist hierfür ein Beispiel. Störende Effekte treten hierbei durch die nasse Radarkuppel und das städtische Umfeld auf (vgl. Abb. 3.1).

Abbildung 3.4 oben zeigt die mittlere Differenz Radar- minus interpolierten Stationsmessungen der Tagesniederschlagssummen des Zeitraums 2001 bis 2010. Darunter ist die Standardabweichung der Differenzen dargestellt. Auffällig ist, dass die Differenzen von den Effekten der Radardaten dominiert werden. So weisen die Differenzen Schattenzonen, Windparks und nasse Radardome auf. Neben

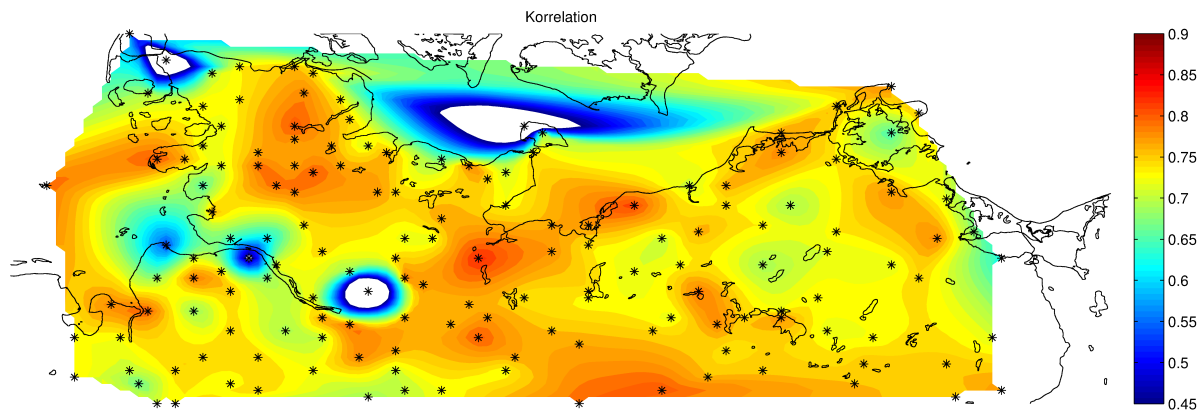


Abbildung 3.3: Korrelationen zwischen Radar- und Stationsmessungen. Zwischen den Stationen wurden die Korrelationskoeffizienten interpoliert. In den weißen Bereichen bei Hamburg, Fehmarn und Klanxbüll ist Korrelation geringer als 0.45 und nicht auf dem 90 %-Niveau signifikant.

diesen Effekten erkennt man, dass im zentralen Bereich der Karte hauptsächlich positive Differenzen auftreten. Der Unterschied zwischen Radar- und Stationsmessung beträgt in diesem Bereich etwa 0.5 mm/d. Im nördlichen Schleswig-Holstein sowie im östlichen Mecklenburg-Vorpommern sind die Differenzen mit  $-0.5$  mm/d überwiegend negativ. Die Übergangszone zwischen positiven und negativen Werten ist schmal und weist daher einen großen Gradienten auf. Die negativen Differenzen in Schleswig-Holstein können auf die begrenzte Reichweite der Radarstrahlen zurückgeführt werden. Zum einen verteilt sich die vom Radar abgestrahlte Energie über ein mit der Entfernung anwachsendes Volumen, so dass das reflektierte Echo der Regentropfen nicht mehr detektiert werden kann. Auf der anderen Seite nimmt die Höhe des Radarpulses mit größer werdender Entfernung zu. Somit können Niederschläge, welche aus niedrigeren Schichten fallen, nicht gemessen werden. Dieser Effekt kann auch ein Grund für die negativen Differenzen in Ost-Mecklenburg-Vorpommern sein. Zusätzlich muss in diesem Gebiet Abschattung durch Bodenechos berücksichtigt werden. Die positiven Differenzen weisen neben dem dominierenden Maximum bei Hamburg ein weiteres südlich der Mecklenburgischen Seenplatte auf. Dieses zweite Maximum besitzt Differenzen von ca. 0.75 mm/d und unterscheidet sich von den umgebenden positiven Werte auf dem 90 %-Level. Insgesamt lässt sich feststellen, dass die Differenzen zwischen benachbarten Stationen vergleichsweise konstant sind. Eine Zunahme der Differenz, wie sie durch die Interpolationmethodik der Stationsmessungen auftreten kann, ist in der Abbildung nicht zu erkennen. Es kann davon ausgegangen werden, dass das Interpolieren der Stationsdaten keine größeren Abweichungen im Zwischenraum der Stationen verursacht.

Die Standardabweichung der Differenzen in Abbildung 3.4 weist eine andere Struktur auf. Die Verteilung der Standardabweichung wird von einem Maximum beherrscht. Dieses erstreckt sich im südwestlichen Schleswig-Holstein und nordöstlichen Niedersachsen parallel zur Elbe. Die Standardabweichung beträgt

dabei etwa 5 mm/d. Nach Osten hin verringert sich die Standardabweichung der Differenzen auf ca. 3.5 mm/d. In Schleswig-Holstein variieren die Differenzen ähnlich stark wie im Gebiet zwischen Lübeck und Rostock. Auffällig ist, dass die Standardabweichung kleinskaligere Strukturen aufweist. Wie die Verteilung der Strukturen erkennen lässt, stammen die kleinräumigen Variabilitäten von den Varianzen der Radardaten.

Abbildung 3.5 zeigt die Tagesniederschlagssummen der Stations- und Radarmessungen für einen Ost-West- und einen Nord-Süd-Schnitt bei Kiel sowie einen Ost-West-Schnitt bei Wittstock. Der Verlauf der Sektionen ist in Abbildung 3.4 eingezeichnet. Wie aus den Abbildungen zu erkennen ist, unterscheiden sich die drei Querschnitt deutlich voneinander. Der Ost-West-Schnitt bei Kiel zeigt 50 km bis 100 km westlich von Kiel eine hohe Übereinstimmung der Radar- und Stationsmessungen. Nach Osten hin nimmt die Differenz zwischen beiden Messungen zu bis sie ihr Maximum bei Fehmarn (ca. 50 km östlich von Kiel) erreicht. Dieses Maximum ist auf fehlerbehaftete Radarmessungen wegen des Schiffsverkehrs zurückzuführen. Weiter im Osten ab ca. 175 km fällt die gemessene Regenmenge der Radarmessung stärker ab als jene der Stationsmessung. Der südlich gelegene Ost-West-Querschnitt bei Wittstock weist eine Überschätzung der Niederschläge durch das Radar von ca. 0.5 mm/d auf. Diese Überschätzung ist mit dem Wert aus Abbildung 3.4 konsistent. Zudem fällt auf, dass sowohl Stations- als auch Radarmessung eine Abnahme der Niederschlagsmenge nach Osten hin zeigen. Im Nord-Süd-Schnitt fällt zunächst das Maximum der Radarmessung zwischen 70 km und 100 km südlich von Kiel auf. Dieses Maximum ist ein Artefakt, welches aufgrund der Nähe zum Radarstandort Hamburg entsteht. Etwa 40 km nördlich von Kiel fällt die mittels Radar gemessenen Niederschlagsmenge ab. Dieser Abfall ist durch die begrenzte Reichweite des Radars bedingt. Bei den übrigen Bereichen überschätzen die Radarmessungen die Stationsmessungen ebenfalls um ca. 0.5 mm/d.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass die Stationsmessungen aller drei Sektionen aufgrund des Interpolierens kaum kleinräumige Variabilität aufweisen. Das Interpolationsverfahren verursacht keine weiteren Abweichungen. Die Radarmessungen variieren dagegen auf räumlichen Skalen von etwa 20 km. Die Differenzen bei kleinen Skalen lassen sich daher auf die Variabilität der Radarmessung zurückführen.

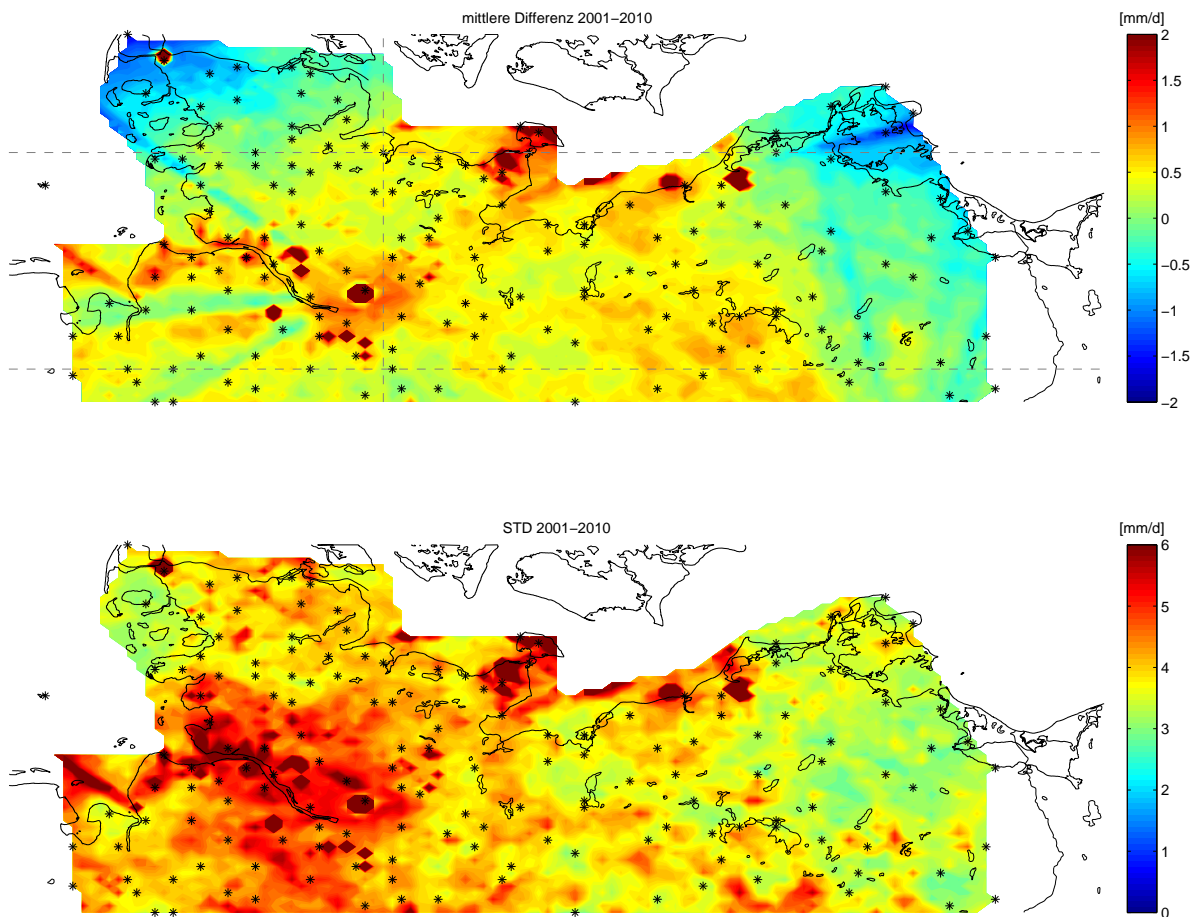


Abbildung 3.4: Oben: Mittlere Differenz der Tagesniederschlagssummen zwischen Radar- und Stationsmessungen. Gemittelt wurde über die Jahre 2001–2010. Die gestrichelten Linien geben den Verlauf dreier Querschnitte wieder. Unten: Standardabweichung der Differenz. Die Sterne markieren die Stationsstandorte.

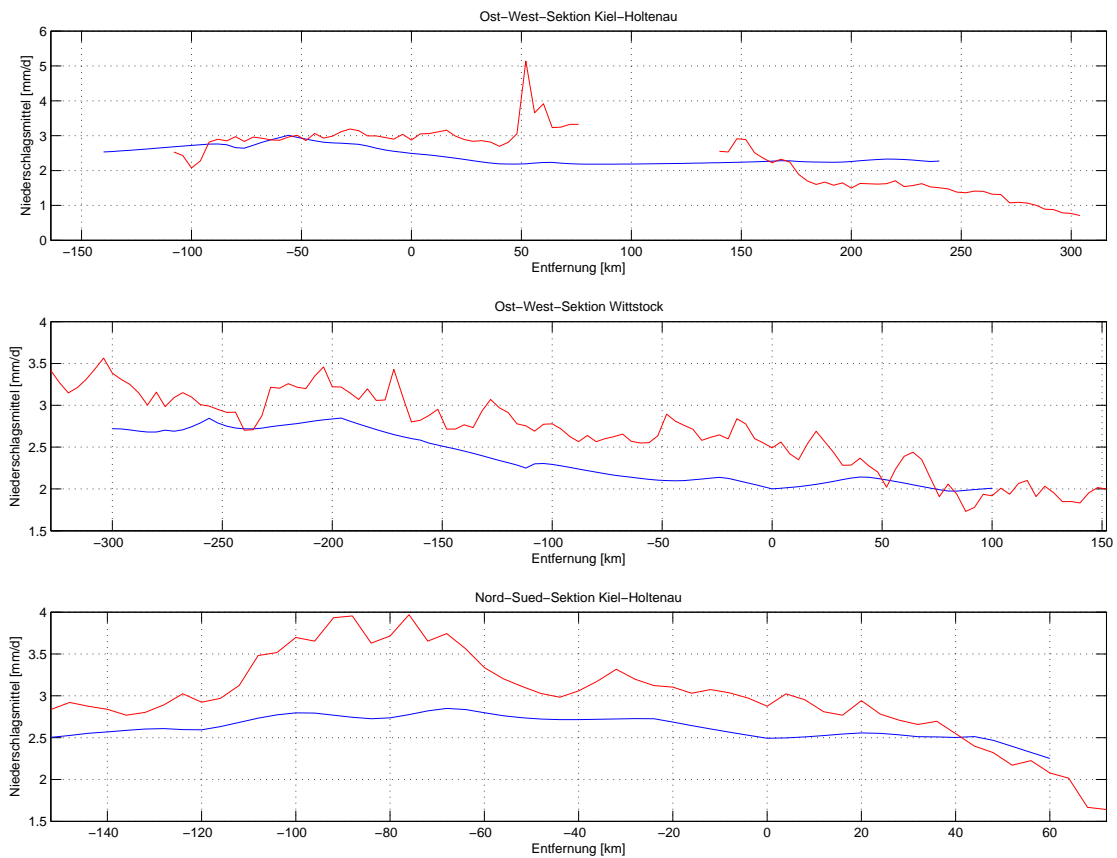


Abbildung 3.5: Zehnjähriges Mittel der Tagesniederschlagssummen der Stationsmessungen (blau) und der Radarmessungen (rot) für die drei Querschnitte aus Abb. 3.4. Auf der Ordinate ist die Entfernung vom Stationsstandort (bei Null) in Kilometern angegeben. Nord- bzw ostwärtige Richtungen sind positiv.

## Kapitel 4

# Niederschlagsverteilung

Im Folgenden soll es um die räumlich Verteilung der Niederschläge der Monate Juni, Juli, August und September gehen. Dazu werden die Mittelwerte und Varianzen der Stationsmessungen betrachtet. Daraufhin werden die Dauer der Regenereignisse sowie Einflüsse der Windrichtung analysiert. Anschließend soll eine EOF-Analyse der Stationsmessungen durchgeführt werden. Als Vergleich dazu erfolgt eine EOF-Analyse der Radardaten.

### 4.1 Niederschlagssummen, Mittelwerte und Varianzen

Abbildung 4.1 zeigt die Jahresniederschlagssumme der Sommermonate (JJAS) für die Stationen Hamburg-Fuhlsbüttel, Brunsbüttel und Kiel-Holtenau im Zeitraum 1951–2010. Die Zeitreihen aller drei Stationen weisen eine erhebliche Variabilität der Niederschlagssumme zwischen den einzelnen Jahren auf. Diese Variabilitäten treten simultan auf, besitzen in ihrer Ausprägung aber deutliche Unterschiede. Die Stationen Hamburg-Fuhlsbüttel und Brunsbüttel liegen als längere Zeitreihen vor. Bei diesen beiden Zeitserien zeigt sich, dass zwischen den Jahrzehnten 1951–1960, 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990, 1991–2000 und 2001–2010 (nachfolgend als Dekaden oder Jahrzehnte bezeichnet) die Variabilität der Jahresniederschlagssummen deutlich variiert. So weist die Dekade 2001–2010 eine höhere Variabilität der Niederschläge auf als die vorhergehende Dekade. Verglichen mit der zwischenjährlichen Variabilität des gesamten Zeitraumes, unterscheidet sich die zwischenjährliche Variabilität der Dekade 2001–2010 nicht signifikant. Neben der jährlichen Varianz gibt es auch eine Variabilität auf der Zeitskala von etwa 50 Jahren. Für diese Variabilität erkennt man im Zeitraum 1951–2010 zwei Maxima sowie ein Minimum. Eines der Maxima tritt Mitte der 1950er Jahre auf. Das Zweite ist im Jahrzehnt 2001–2010 zu erkennen. Das Minimum tritt um das Jahr 1981 auf. Andere Stationen mit vergleichbar langen Zeitreihen weisen ebenfalls derartige, langfristige Variabilitäten mit Maxima in den Dekaden 1951–1960 und 2001–2010 sowie einem Minimum in den Jahren 1975–1985 auf. Wie sich aus Abbildung 4.1 erkennen lässt, weisen im Zeitraum 1991–2010 die Stationen Hamburg und Brunsbüttel eine Zunahme der Niederschlagsmenge von 30 mm/10a auf.



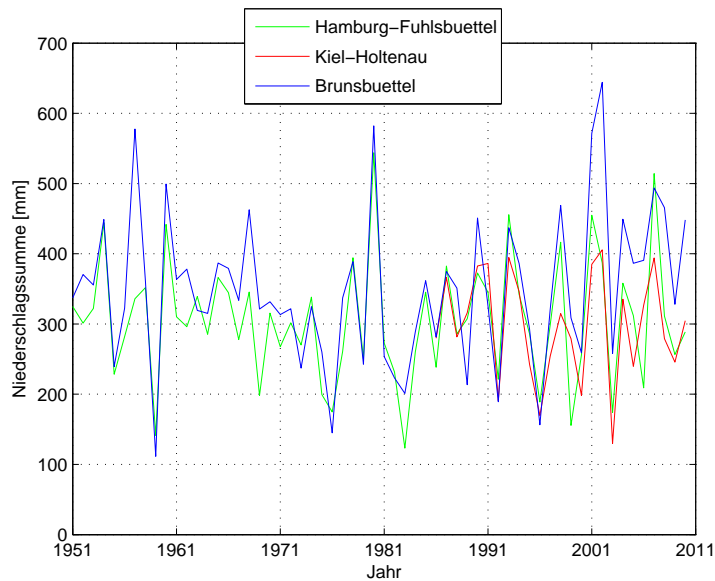


Abbildung 4.1: Jahressumme der Niederschläge der Monate Juni, Juli, August und September der Stationen Hamburg-Fuhlsbüttel (grün), Kiel-Holtenau (rot) und Brunsbüttel (blau). Mit Ausnahme von Kiel umfasst die Zeitspanne die 50 Jahre von 1951 bis 2010.

Eine detaillierte Auflistung der dekadischen Mittelwerte der Jahresniederschlagssummen für die Stationen Hamburg, Kiel, Schleswig, Rostock, Brunsbüttel, Jork und Leck liefert Tabelle 4.1. Als Maß für die Variabilität der Jahresniederschlagssummen innerhalb der Dekaden ist die Standardabweichung der Niederschlagssummen angegeben. Aus der Tabelle ergibt sich, dass sowohl die Mittelwerte als auch die Variabilität der Jahresniederschlagssummen zwischen den jeweiligen Dekaden erheblich variieren kann. Das gilt besonders für die Stationen Hamburg und Brunsbüttel. Ebenso wie in Abbildung 4.1 fällt in Tabelle 4.1 die Zunahme der Mittelwerte sowie der Standardabweichung in den letzten beiden Dekaden auf. Ein Vergleich dieser Zunahme mit den Variabilitäten zwischen der anderen Dekaden ergibt, dass ähnliche stark ausgeprägte Zu- bzw. Abnahmen der Mittelwerte und Standardabweichungen bereits zwischen früheren Zeiträumen auftraten. Es besteht daher kein signifikanter (90 %-Level) Unterschied zwischen den Mittelwerten der Dekaden. Zudem heben sich die Mittelwerte der Dekaden 1991–2000 und 2001–2010 nicht signifikant vom Mittelwert aller Dekaden ab. Für diese beiden Jahrzehnte ist die Dichte der verfügbaren Stationen am höchsten. Nachfolgend werden die letzten beiden Dekaden daher noch eingehender betrachtet.

Tabelle 4.2 listet die Korrelationen zwischen den einzelnen Zeitserien für den Zeitraum 1991–2010 auf. Im Mittel aller signifikanten Korrelationskoeffizienten (95 %-Niveau) ergibt ein Korrelationswert von  $0.73 \pm 0.12$ . Ähnlich hohe Korrelationen im gesamten Zeitraum 1951–2010 besitzen diejenigen Stationen, deren Zeitreihen bis 1951 zurückreichen.

Dekade	Hamburg	Kiel	Schleswig	Rostock
1951–1960	317 ± 90		362 ± 98	261 ± 71
1961–1970	308 ± 48		379 ± 74	249 ± 72
1971–1980	300 ± 106		301 ± 99	230 ± 75
1981–1990	282 ± 77		333 ± 85	252 ± 75
1991–2000	297 ± 96	278 ± 81	297 ± 74	250 ± 69
2001–2010	327 ± 106	305 ± 85	357 ± 86	277 ± 84
Mittel aller Dekaden	305 ± 16	298 ± 19	338 ± 34	253 ± 16

Dekade	Brunsbüttel	Jork	Leck
1951–1960	362 ± 130	311 ± 85	
1961–1970	359 ± 45	295 ± 57	
1971–1980	315 ± 116	302 ± 96	
1981–1990	300 ± 82	252 ± 76	316 ± 87
1991–2000	314 ± 99	262 ± 77	286 ± 67
2001–2010	344 ± 112	334 ± 101	344 ± 72
Mittel aller Dekaden	349 ± 53	292 ± 31	309 ± 29

Tabelle 4.1: Dekadenmittel der Jahresniederschlagssummen in mm/a. Zusätzlich ist die Standardabweichung der jeweiligen Dekade bzw. aller Dekaden gegeben.

In den Abbildungen 4.2 und 4.3 oben ist die räumlich Verteilung der dekadenischen Mittelwerte der saisonalen Niederschlagssumme für die Jahre 2001–2010 bzw. 1991–2000 dargestellt. Abbildung 4.2 weist ein ausgeprägtes, lokales Maximum im Bereich der Elbmündung bei Brunsbüttel auf. Dieses hebt sich mit Niederschlagsmengen von bis zu 400 mm/a signifikant (95 %-Niveau) vom übrigen Schleswig-Holstein (Regenrate ca. 300 mm/a bis 350 mm/a) sowie Mecklenburg-Vorpommern (Regenmenge etwa 250 mm/a) ab. Das Maximum erstreckt nach Südosten sich entlang der Elbe bis nach Hamburg. Nach Westen reicht es bis zur Wesermündung. Ein weiteres, mit 350 mm/a deutlich schwächer ausgeprägtes Maximum der Regenmenge ist im nördlichen Schleswig-Holstein nördlich der Linie Sankt Peter-Ording — Eckernförde zu erkennen. Nach Osten hin nimmt die Niederschlagsmenge ab. Sie sinkt auf ein Minimum von ca. 220 mm/a im Bereich der Mecklenburgischen Seenplatte. Diese Abnahme beruht zum Teil auf der zunehmenden Kontinentalität des Klimas (Landsberg et al., 1977). Am stärksten fällt die Niederschlagsmenge innerhalb Schleswig-Holsteins ab. So ist die rasche Abnahme der Regenmenge zur Ostküste Schleswig-Holsteins hin auffällig. Nach Landsberg et al. (1977) ist diese Abnahme überwiegend auf ablandige Westwinde bzw. küstenparallele Nordwinde zurückzuführen. Diese Winde führen aufgrund der verringerten Oberflächenreibung über Wasser zu einer höheren Windgeschwindigkeit über dem Meer. Daraufhin strömt Luft von Land nach, was eine Divergenz bodennaher Luftmassen über Land zur Folge hat. Zum Ausgleich dieser Divergenz sinken Luftmassen aus höheren Schicht ab, wodurch sich Wolken und Niederschläge auflösen.

Die vorhergehende Dekade 1991–2000, dargestellt in Abbildung 4.3, weist ein verändertes Muster der Mittelwerte auf. In dieser Abbildung sind die Niederschlagsmengen an der Westküste Schleswig-Holsteins sowie in der Elbregion ebenfalls höher als in Mecklenburg-Vorpommern. Ein ausgeprägtes Maximum bei Brunsbüttel ist allerdings nicht mehr zu erkennen. Die Niederschlagsmenge

Station	Kiel	Schleswig	Rostock	Brunsbüttel	Jork	Leck
Hamburg	<b>0.78</b>	<b>0.77</b>	<b>0.68</b>	<b>0.75</b>	<b>0.91</b>	<b>0.59</b>
Kiel	—	<b>0.84</b>	<b>0.71</b>	<b>0.80</b>	<b>0.81</b>	<b>0.63</b>
Schleswig		—	<b>0.49</b>	<b>0.83</b>	<b>0.77</b>	<b>0.82</b>
Rostock			—	<b>0.63</b>	<b>0.71</b>	0.30
Brunsbüttel				—	<b>0.88</b>	<b>0.63</b>
Jork					—	<b>0.52</b>

Tabelle 4.2: Korrelationen der Jahresniederschlagssummen der Monate Juni, Juli, August und September für der Zeitraum 1991–2010. Die fett gedruckten Korrelationen sind auf dem 95%-Niveau signifikant. Das Mittel aller signifikanten Werte beträgt  $0.73 \pm 0.12$ .

von 1991–2000 liegt etwa 50 mm/a bis 100 mm/a unterhalb jener der folgenden Dekade (vgl. Abb. 4.2). Insgesamt fällt auf, dass die mittleren Niederschlagsmengen im Vergleich zu Abbildung 4.2 wesentlich homogener sind. Zudem ist das Maximum der Niederschläge ausgedehnter. Es erstreckt sich entlang der Nordseeküste über die Wesermündung hinaus nach Westen.

Im Anschluss stehen die interannualen Varianzen der Niederschläge im Mittelpunkt der Betrachtung. Diese sind für die Jahrzehnte 2001–2010 und 1991–2000 in den Abbildungen 4.2 bzw. 4.3 unten dargestellt. Für die Jahre 2001 bis 2010 zeigt sich, dass die Maxima der Standardabweichung 100 mm/a – 120 mm/a betragen. Das entspricht etwa einem Drittel des Mittelwerts. Die Maxima heben sich signifikant (95 %-Level) von der Umgebung ab. Die Maxima befinden sich nicht im Bereich der Elbmündung sondern nördlich von Hamburg sowie südwestlich der Elbe auftritt. Sie sind bezüglich des Maximums der Niederschlagsmittel nach Süden verschoben. Die Standardabweichung weist allerdings einen großen Einfluss der Stationen auf. Dies lässt sich aus der Fragmentierung, erkennbar an den lokalen Maxima und Minima, sehen. Ebenso wie die mittlere Niederschlagssumme weist die Varianz einen West-Ost-Gradienten auf, wobei eine Abnahme nach Osten hin erfolgt. Auffällig ist, dass die Stationen entlang der Ostseeküste, insbesondere in Schleswig-Holstein, eine höhere Variabilität der Niederschläge besitzen als die Stationen weiter landeinwärts. An der Nordseeküste ist keine derartige Auffälligkeit zu erkennen. Solche regionalen Niederschläge können aufgrund der Land-See-Zirkulation entstehen. Diese Vermutung ist auf die Nähe zur Küste gegründet, da der Einfluss der Küstenkonvergenz weiter landeinwärts sichtbar wird (Jaagus et al., 2010). Im Bereich der Nordseeküste wird dieser Einfluss der Land-See-Wind-Zirkulation von den vorherrschenden Westwinden überlagert und ist daher nicht erkennbar.

Die Standardabweichung der Jahre 1991–2000 ist in Abbildung 4.3 unten gezeigt. Die Varianzen dieses Zeitraums sind im Vergleich zu Abbildung 4.2 geringer. Auffällig ist dabei, dass die Region mit der größten Variabilität westlich von Cuxhaven zu finden ist und nicht mehr bei Hamburg. Bei Cuxhaven ist allerdings kein Maximum der mittleren Niederschläge für diesen Zeitraum zu erkennen. Gemeinsam haben die Abbildungen 4.2 und 4.3 unten die erhöhten zwischenjährlichen Variabilitäten der Niederschläge im Küstenbereich der Ostsee. Zusätzlich weist Abbildung 4.3 auch an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste erhöhte Standardabweichungen auf, was möglicherweise auf den Einfluss der Land-Seewind-Zirkulation zurückgeführt werden kann.

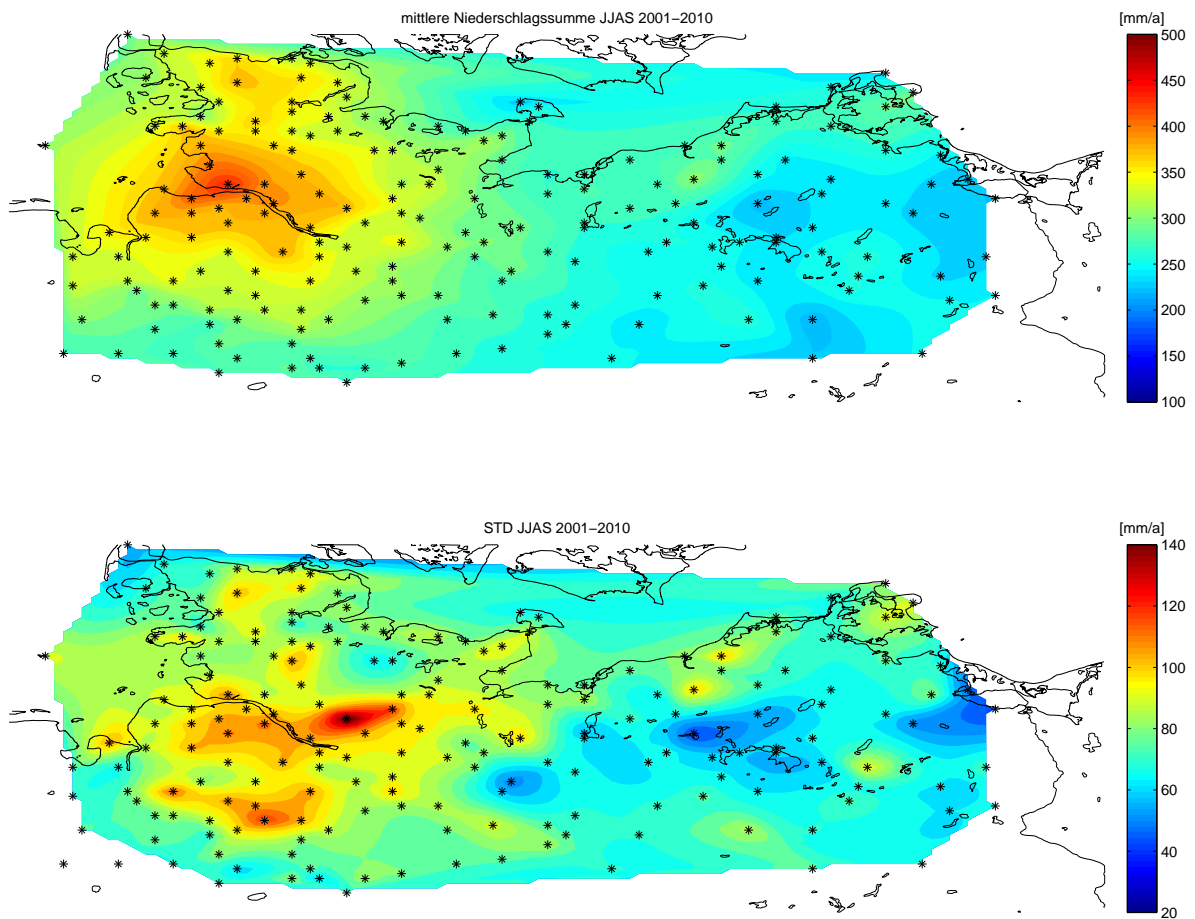


Abbildung 4.2: 10-Jahres-Mittel der Niederschlagssumme aller vier Monate Juni bis September (oben). Gemittelt wurde über die Jahre 2001 bis 2010. Unten ist die dazugehörigen Standardabweichung der saisonalen Niederschlagssummen dargestellt. Die schwarzen Sternchen zeigen die verwendeten Stationen an.

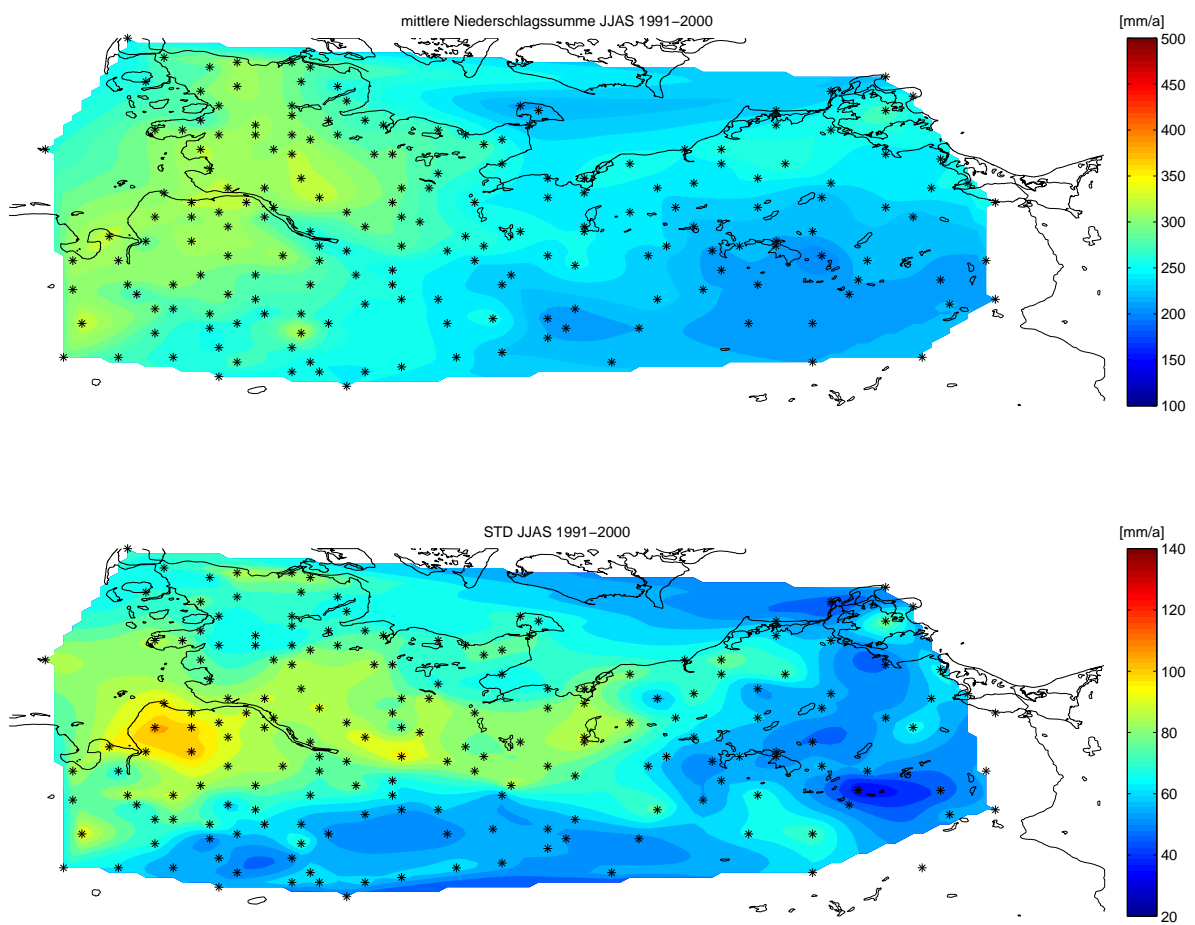


Abbildung 4.3: Wie Abbildung 4.2 nur für die Dekade von 1991 bis 2000.

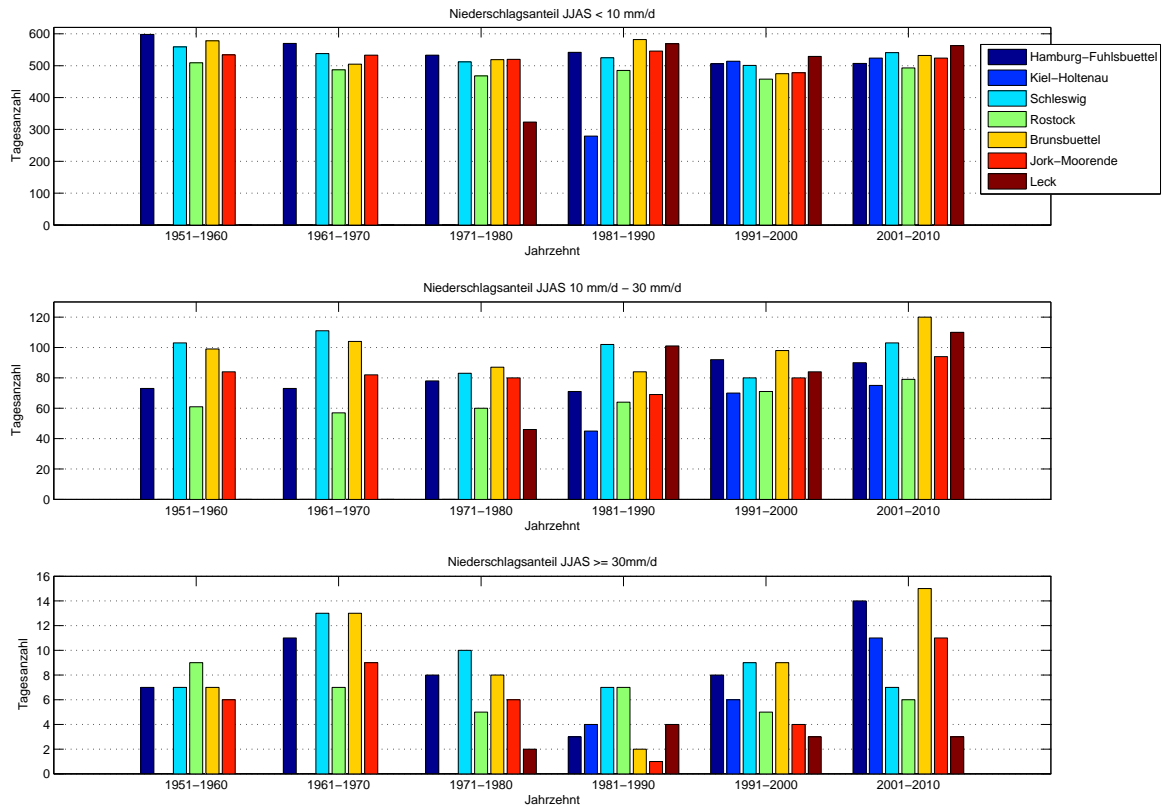


Abbildung 4.4: Niederschlagsanteile der Intervalle  $< 10 \text{ mm/d}$ ,  $10 \text{ mm/d} - 30 \text{ mm/d}$  und  $\geq 30 \text{ mm/d}$  an den Stationen Hamburg-Fuhlsbüttel, Kiel-Holtenau, Schleswig, Rostock, Brunsbüttel, Jork-Moorende sowie Leck für die Jahrzehnte von 1951 bis 2010.

Aus der Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktion der Tagesniederschlagssummen (Abbildung 2.4) ergibt sich die Notwendigkeit einer detaillierteren Betrachtung der Niederschläge mit Regenmengen von weniger als  $10 \text{ mm/d}$ , zwischen  $10 \text{ mm/d}$  und  $30 \text{ mm/d}$  sowie mit mehr als  $30 \text{ mm/d}$ . Die Anzahl der Tage mit Niederschlagsmengen innerhalb dieser Intervalle ist für die sechs Dekaden von 1951–1960 bis 2001–2010 in Abbildung 4.4 dargestellt. Die Tagesanzahl der Niederschläge mit weniger als  $10 \text{ mm/d}$  variiert kaum, sowohl zwischen den einzelnen Stationen als auch zwischen den Jahrzehnten. Mit zunehmender Niederschlagsmenge wird die Variabilität zwischen den Stationen größer. Des Weiteren nimmt die Variabilität zwischen den Dekaden zu. Ausnahmen bilden die Stationen Rostock und Leck. Diese beiden Stationen weisen für alle Intervalle geringere Schwankungen der Anzahl der Regentage auf. Auffällig ist dabei, dass bei Niederschlagsintensitäten von mehr als  $30 \text{ mm/d}$  eine ähnliche, längerfristige Variabilität auftritt, wie sie auch in Abbildung 4.1 zu erkennen ist. Diese Nie-

derschläge mit Regenmengen von mehr als 30 mm/d variieren ebenfalls innerhalb von etwa fünf Jahrzehnten mit einem Minimum zwischen 1981–1990 und zwei Maxima (1961–1970 sowie 2001–2010). Diese Variabilität ist besonders bei den Stationen Hamburg-Fuhlsbüttel, Brunsbüttel und Jork ausgeprägt. Für die Station Schleswig ist ebenfalls ein Minimum um 1981–1990 sowie ein Maximum zwischen 1961–1970 zu erkennen. Allerdings weist diese Station kein weiteres Maximum in der Dekade von 2001 bis 2010 auf. Man kann annehmen, dass die multidekadische Variabilität aus Abbildung 4.1 hauptsächlich auf Niederschläge mit mehr als 30 mm/d basiert. Sie tritt bei Stationen auf, welche in der Nähe der Elbe liegen. Eine mögliche Erklärung wäre, dass an den übrigen Standorten andere Einflüsse diese längerfristige Variabilität überlagern. An der Station Leck könnte die Land-See-Wind-Zirkulation eine Überlagerung der Variabilität verursachen. Beim Standort Rostock muss die nach Osten zunehmende Kontinentalität berücksichtigt werden. Diese könnte ebenfalls die Ausprägung der multidekadischen Variabilität verringern.

## 4.2 Regendauer und kleinskalige Niederschlagsereignisse

Niederschlagsereignisse lassen sich nicht nur nach der Regenmenge, sondern auch auf Grundlage ihrer Dauer unterscheiden. Diese soll nachfolgend einer eingehenderen Betrachtung unterzogen werden. Dafür sind die Radardaten wegen ihrer hohen zeitlich Auflösung prädestiniert.

In den Abbildungen 4.5 und 4.6 sind die mittlere Dauer der Niederschläge bzw. die mittlere niederschlagsfreie Zeit jeweils pro 24h-Intervall dargestellt. Die Niederschlagsdauer (Abb. 4.5) lässt sich in drei markante Gebiete unterteilen. Das Erste nimmt einen Großteil Schleswig-Holsteins ein. In dieser Region verlängert sich die Dauer der Regenereignisse von der Nordsee- zur Ostseeküste von 55 Minuten auf 65 Minuten. Das zweite Gebiet liegt südlich von Schleswig-Holstein im östlichen Niedersachsen, Hamburg und im westlichen Mecklenburg-Vorpommern. Diesen Bundesländern weisen mit 65–70 Minuten eine nahezu homogene Niederschlagsdauer auf. Die dritte Region befindet sich im östlichen Mecklenburg-Vorpommern bei Rügen. Hier nimmt die Dauer der Niederschläge wieder ab. Sie beträgt in diesem Gebiet etwa 55 Minuten. Die Standardabweichung der Niederschlagsdauer zeigt, dass das erste und letzte Gebiet eine geringe Varianz aufweist. Eine Ausnahme bildet ein Streifen entlang der Ostseeküste. Dieses Niederschlagsband wird vermutlich durch Küstendivergenz und Land-See-Wind-Zirkulation verursacht. In Küstennähe dominiert wahrscheinlich der Einfluss der Land-See-Wind-Zirkulation, da die Wirkung der Küstendivergenz weiter im Inland (ab 10 km) einsetzt (Jaagus et al., 2010). Bei der zweiten Region ist Variabilität insbesondere zwischen Hamburg und Rostock erhöht.

Die niederschlagsfreie Zeit (Abb 4.6) ist mit 18 h/d in Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern wesentlich homogener verteilt. Auffällig ist in Abbildung 4.6 das Minimum von ca. 17 h/d entlang der Elbe. In Abbildung 4.5 ist kein derart ausgeprägtes Maximum der Regendauer zu erkennen. Nach Osten hin ist eine leichte Zunahme der niederschlagsfreien Zeit von 1 h/d zu erkennen. Die Variabilität der mittleren niederschlagsfreien Zeit (Abb.4.6 unten) nimmt in Mecklenburg-Vorpommern nach Osten hin ab. In Schleswig-Holstein ist die

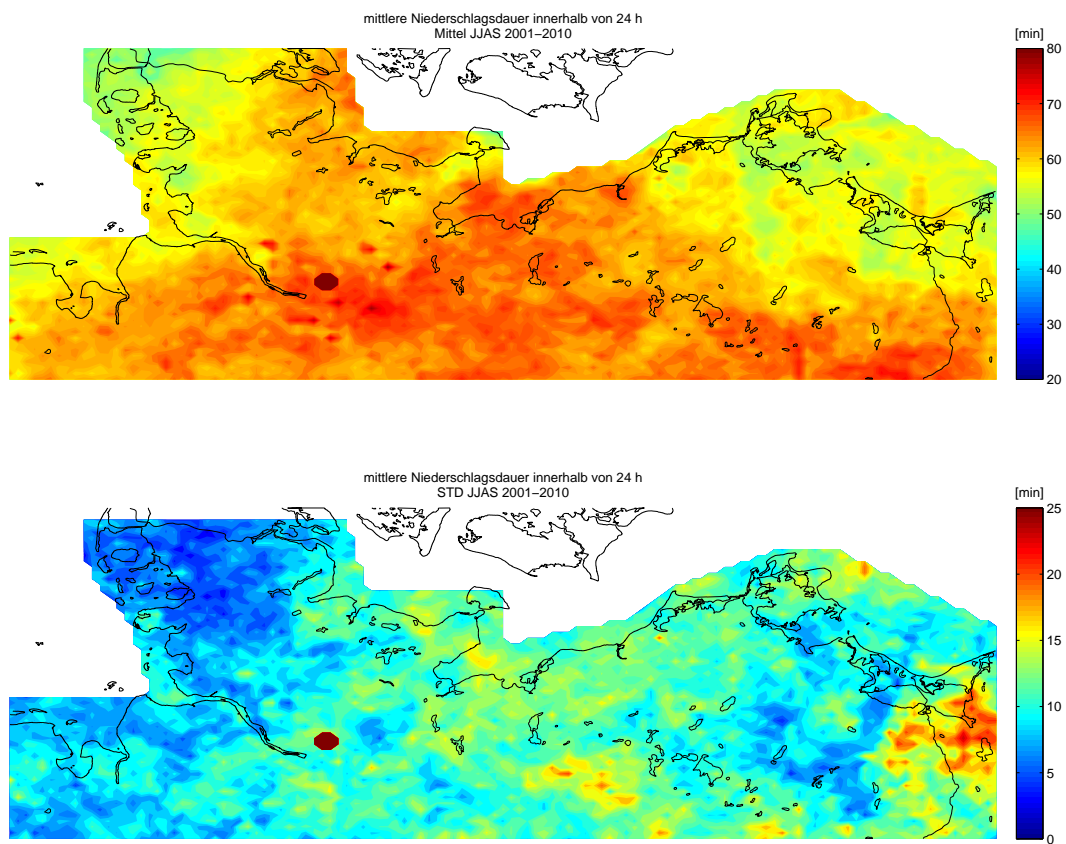


Abbildung 4.5: Oben: saisonales Mittel der Dauer der Niederschlagsereignisse innerhalb von 24 Stunden in Minuten von 2001–2010. Unten: dazugehörige Standardabweichung zwischen den Jahren

Standardabweichung mit 1.9 h/d annähernd konstant. Bemerkenswert ist, dass sich das Maximum der Standardabweichung stärker auf die Metropolregion um Hamburg konzentriert.



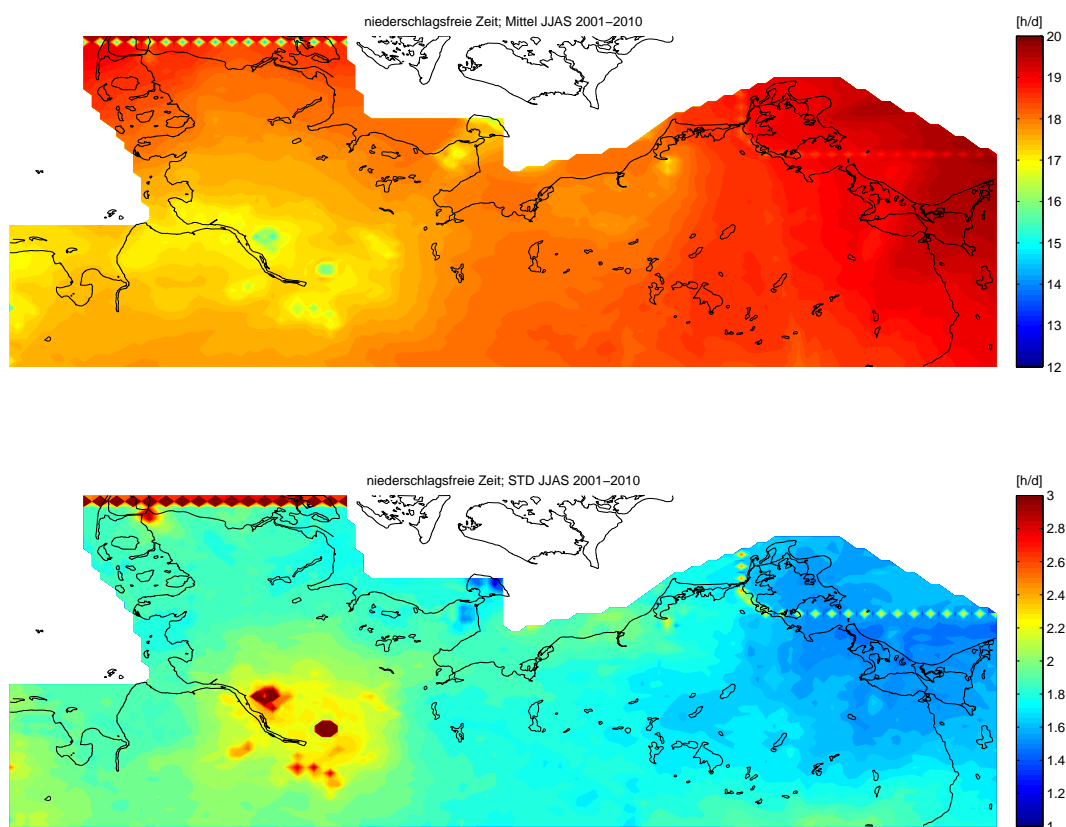


Abbildung 4.6: Mittlere Dauer (oben) der niederschlagsfreien Zeit innerhalb eines Tages in Stunden pro Tag von 2001–2010. Darunter ist die dazugehörige zwischenjährliche Standardabweichung abgebildet.

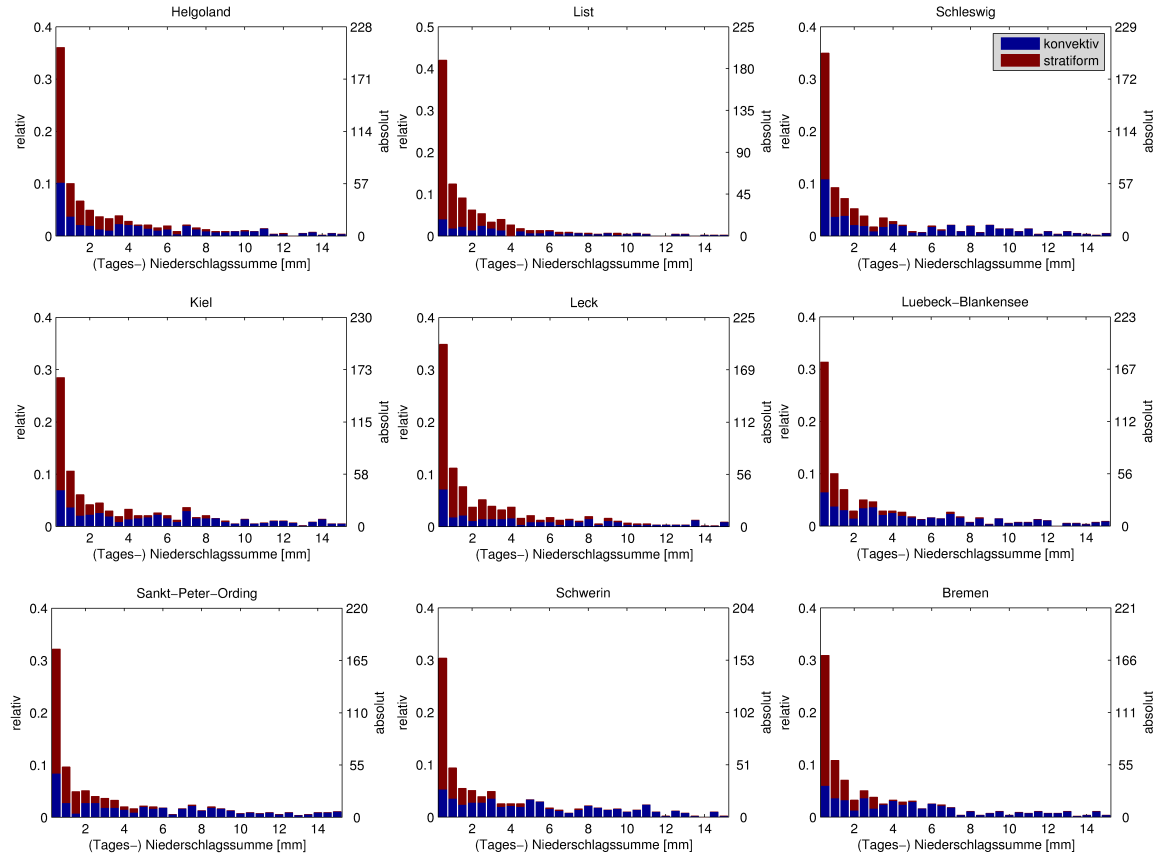


Abbildung 4.7: Tagesniederschlagssumme der konvektiven und stratiformen Niederschläge der Jahre 2001–2010 für die Stationen Helgoland, List, Schleswig, Kiel-Holtenau, Leck, Lübeck-Blankensee, Sankt Peter-Ording, Schwerin und Bremen. Die rechte Skala gibt die Tagenanzahl an. Die linke Skala ist auf die gesamte Anzahl der Tage mit Niederschlägen normiert.

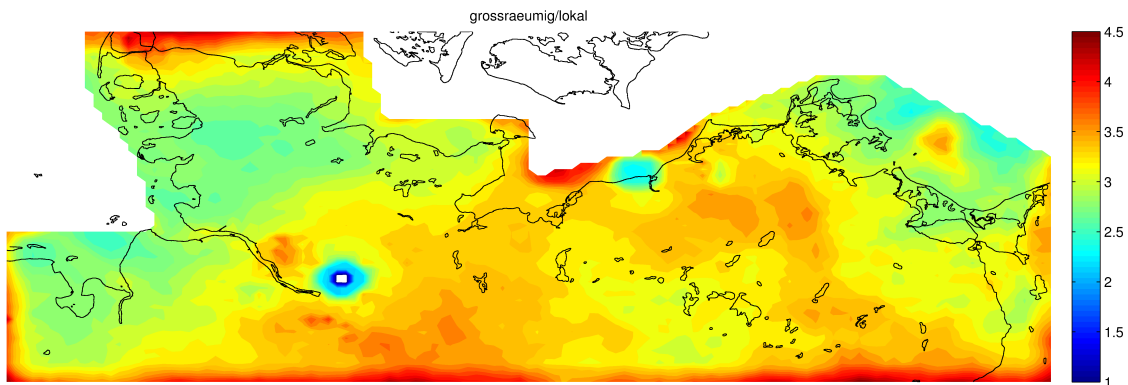


Abbildung 4.8: Verhältnis von homogenen zu inhomogenen Niederschlagsstrukturen.

Neben der Dauer lassen sich Niederschlagsereignisse mit Hilfe von Radarbilder auch auf Grundlage von kleinskaligen Variationen unterscheiden. Diese räumlichen inhomogenen (homogenen) Strukturen stehen in Verbindung mit konvektiven (stratiformen) Niederschlägen (Sempere-Torres et al., 2000). In Abbildung 4.7 ist der Anteil der inhomogenen und homogenen Strukturen in Anhängigkeit der Tagesniederschlagssumme für die Stationen Helgoland, List, Schleswig, Kiel-Holtenau, Leck, Lübeck-Blankensee, Sankt Peter-Ording, Schwerin und Bremen dargestellt. Wie sich aus den Histogrammen aller Stationen erkennen lässt, fallen bei stratiformen Niederschläge überwiegend Regenmengen mit Tagesniederschlagssummen von weniger als 5 mm/d. Dabei stellen sie im Intervall mit weniger als 2 mm/d den größten Anteil dar. Bei konvektiven Niederschläge können auch größeren Regenmengen gemessen werden. Die Variabilität der konvektiven Niederschläge ist daher größer. Die Stationen Leck und List in Abbildung 4.7 unterschieden sich auffällig von den anderen Stationen. Bei diesen beiden Stationen ist der Anteil der homogenen Niederschlagsstrukturen auch bei höheren Regenmengen deutlich ausgeprägt. Es muss allerdings beachtet werden, dass beide Stationen im Nordwesten Schleswig-Holsteins liegen. Sie sind daher sehr weit vom Radar in Hamburg entfernt und befinden sich somit im Randbereich, in welchem Radarmessungen möglich sind. Als Folge können aufgrund der zunehmenden Höhe des Radarstrahl sowie durch Überlagerung von anderen Niederschlagsereignissen die Niederschlagsstrukturen bei diesen Stationen nicht korrekt detektiert werden. Infolgedessen tritt eine Homogenisierung der Niederschlagsstrukturen bei den Radarmessungen in dieser Region auf.

Abbildung 4.8 zeigt das Verhältnis von homogenen Niederschlagsstrukturen zu lokal variierenden Regenstrukturen. Die inhomogenen Strukturen basieren auf konvektiven Niederschlagsereignissen, während die homogenen Strukturen eher auf stratiforme Niederschläge zurückzuführen sind (Sempere-Torres et al., 2000). In der Abbildung ist zu erkennen, dass in Schleswig-Holstein die Regenmenge regional wesentlich stärker variiert (Verhältnis der Ereignisse: 2.7:1) als in den restlichen Regionen (Verhältnis der Ereignisse: 3.3:1). Die Niederschläge werden nach Osten hin gleichförmiger, wobei die Mecklenburgische Seen-

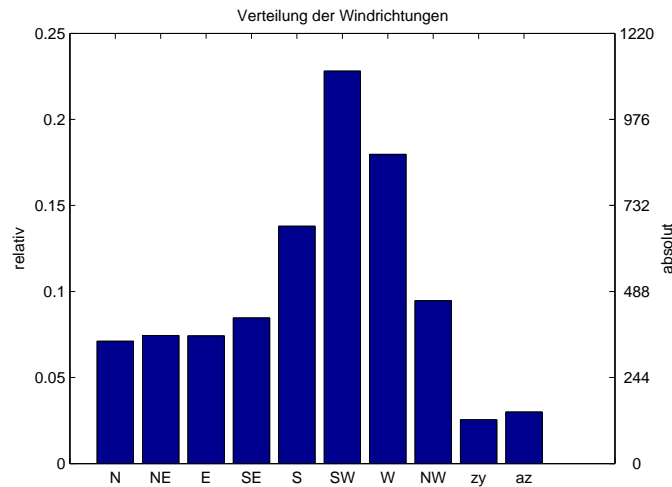


Abbildung 4.9: Relative Häufigkeit (linke Skala) sowie die absolute Anzahl (rechts) der einzelnen Windrichtungen, wie sie aus dem Bodendruckfeld für den Zeitraum 2001–2010 bestimmt wurden. Die linke Skala gibt den auf die Gesamtsumme normierten Anteil an. Beide Skalen sind in ihrer Einteilung identisch. Die Klassen mit den zyklonalen bzw. antizyklonalen Mustern sind mit den Buchstaben zy bzw. az gekennzeichnet.

platte eine Ausnahme bildet. Dort nimmt die regionale Variabilität wieder zu, allerdings erreicht das Verhältnis nicht die gleichen Werte wie in Schleswig-Holstein. In Schleswig-Holstein können die Niederschlagsereignisse, insbesondere die Kurzandauern an der Nordseeküste, auf lokalen Skalen erheblich variieren. Ein Teil dieser Niederschläge zeigt somit also charakteristische Eigenschaften von auf Konvektion beruhenden Regenereignissen. Für derartige Regenereignisse sind vor allem in den Sommermonaten günstigere Bedingungen vorhanden bzw. können diese schneller hergestellt werden (Zveryaev, 2004). In Küstennähe könnten eine ausgeprägte Seewindzirkulation konvektive Bedingungen fördern. Der Einfluss des Seewinds reicht dabei einige zehn Kilometer landeinwärts, so dass in dieser Region der Anteil jener Niederschläge erhöht ist. Weiter landeinwärts dominiert vermutlich der Einfluss der Küstendivergenz die Bildung der Niederschläge. In beiden Fällen könnten durch den von See her wehenden Wind vergleichsweise feuchte Luft vom Meer zum Land transportiert werden, welche dort in lokalen Konvektionszellen aufsteigen kann. Angemerkt sei hierbei noch, dass regional variablen Regenereignisse der Ostseeküste Schleswig-Holsteins länger andauern.

### 4.3 Niederschläge und großräumige Zirkulation

Im Folgenden soll es um die Einflüsse der großskaligen Zirkulation auf die Niederschlagsmenge gehen. Dazu werden zunächst die Häufigkeitsverteilung und die Muster der jeweiligen Strömungsrichtung vorgestellt.

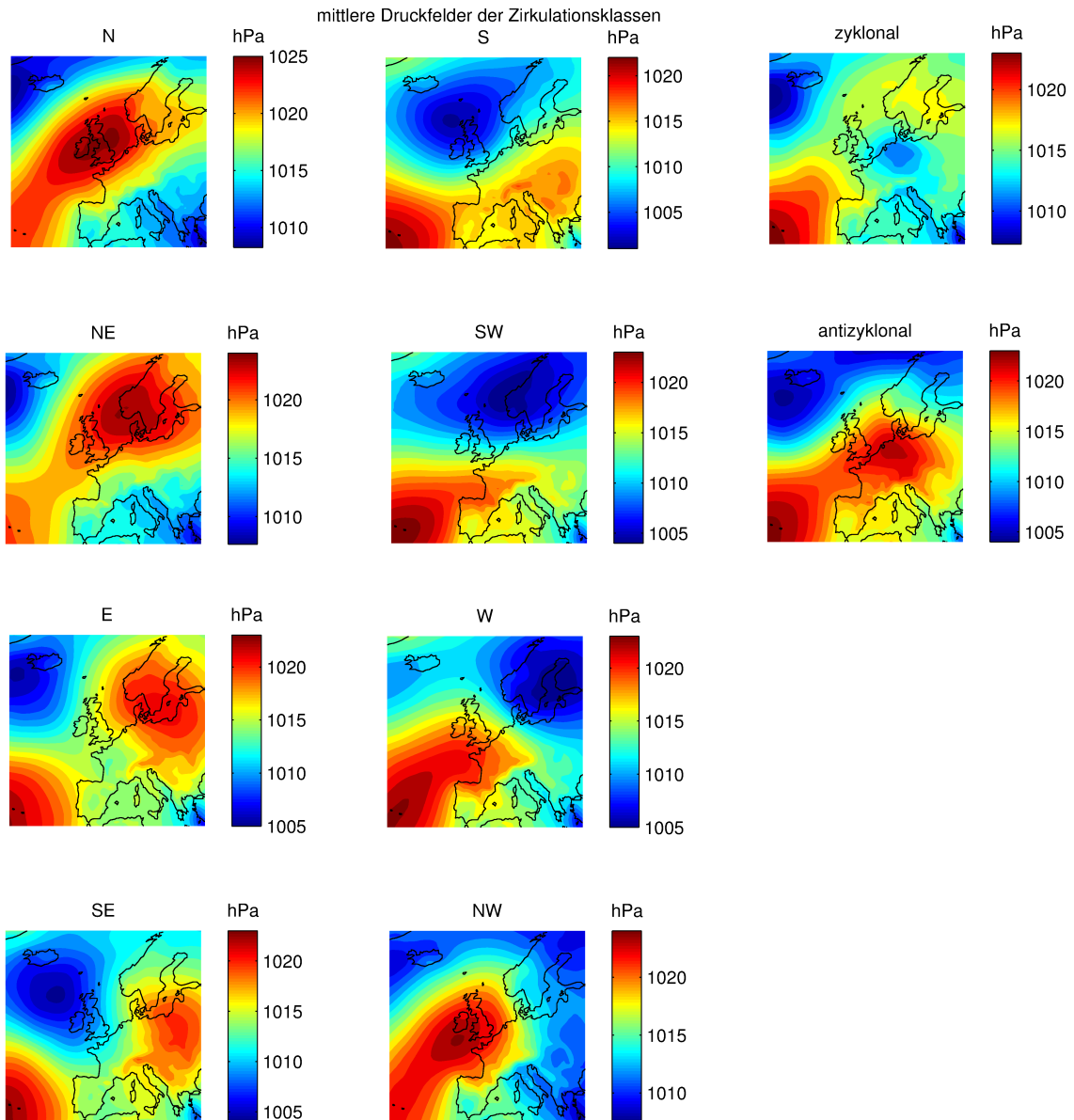


Abbildung 4.10: Mittleren Bodendruckfelder der jeweiligen Windrichtung sowie der zyklonalen und antizyklonalen Klasse. Es handelt sich dabei um einen Europaausschnitt von 35°N – 70°N und 30°W – 30°O.

Abbildung 4.9 stellt die Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen dar. Dabei zeigt sich eine ausgeprägte Dominanz der südwestlichen und westlichen Winde in der Häufigkeitsverteilung. Diese ist für Deutschland insbesondere in den Sommermonaten typisch. Zusammen mit den Südwinden treten diese Winde in der Hälfte aller Wettersituationen auf.

In Abbildung 4.10 sind die großräumigen Bodendruckfelder für jede Windklasse dargestellt. Die südwestlichen Wind (Süd bis West) treten in Verbindung mit Tiefdruckgebieten auf, welche hauptsächlich von Schottland über Skandinavien nach Russland ziehen. Der Einfluss des Azorenhochs auf Zentraleuropa ist dabei gering. Die Windrichtungen Nordwest bis Nordost sind durch eine ausgeprägte Hochdruckbrücke zwischen dem Azorenhoch und Hochdruckgebieten bei Schottland gekennzeichnet. Die Muster der Ost- und Südostwinde zeigen Blocking-Situationen mit Antizyklonen über Ost- bzw. Nordosteuropa. Diese Hochdruckgebiete stehen meist mit einem ausgeprägten Russlandhoch im Zusammenhang.

Die Abbildungen 4.11, 4.12 sowie 4.13 zeigen die mittleren saisonalen Jahresniederschlagssummen und die interannuale Varianz in Abhängigkeit der Windrichtungen Nordost, West und Südwest. Alle drei Abbildungen weisen ähnliche Niederschlagsstrukturen auf, wie sie auch in Abbildung 4.2 zu erkennen sind. Zudem ist Regenmenge bei Nordostwinden geringer, was aufgrund des dazugehörigen Zirkulationsmusters zu erwarten ist. Auffällig ist bei diesen Niederschlägen, dass sie ähnlich den Niederschlägen bei Westwindbedingungen hauptsächlich in Schleswig-Holstein fallen. Dabei konzentrieren sich die Regenfälle in einem zentral gelegenen Band mit Nord-Süd-Ausrichtung. Die Küstenareale weisen dagegen geringer Niederschlagsmengen auf. Diese Niederschlagsstrukturen sind typisch für Niederschläge, welche durch Küstendivergenz entstehen (Jaagus et al., 2010). Dabei konvergieren Luftmassen, wenn sie vom Meer zur Küste transportiert werden. Eine derartige Konvergenz tritt in den meisten Küstenregionen wie u.a. im Baltikum (Jaagus et al., 2010) oder Schweden (Busuioc et al., 2001) auf. Es kommt ähnlich der Luvseite von Gebirgen zu einem Staueffekt, der wiederum sogenannten Stauregen verursacht. Allerdings regnet der in der Luft enthaltene Wasserdampf eher im nahen Hinterland der Westküste aus, da zunächst Wolkenbildungs- und Tröpfchenwachstumsprozesse ablaufen und die Luft derweil weiter transportiert wird. Unter stark ausgeprägten, konvektiven Bedingungen (z.B. Gewittern) laufen diese Prozess in typischen Zeitspanne von zehn bis 15 Minuten ab, wobei es anschließend bis zu einer Stunde regnen kann (DWD, 1987). Somit zeigt sich dieser Effekt in höheren Niederschlagsraten etwa 10 km bis 30 km von der Küste landeinwärts (Landsberg et al., 1977). An der Leeseite kommt es zur Divergenz der Luftmassen, da die Windgeschwindigkeit über Wasserfläche höher ist. Als Folge lösen sich Niederschläge und Wolken auf, sodass an der leewärtigen Küste ebenfalls geringere Regenmengen auftreten. An der Luvseite kann die Küstendivergenz durch die besonders im Sommer große Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Land verstärkt werden. So kann zum einen der vorherrschende Wind verstärkt werden, was wiederum eine stärkere Konvergenz zur Folge hat. An der Leeseite führt die Land-See-Wind-Zirkulation zu einer Verringerung der Divergenz, sodass sich Niederschläge weniger schnell auflösen. Infolgedessen können sich die Niederschläge zur Leeseite hin verschieben.

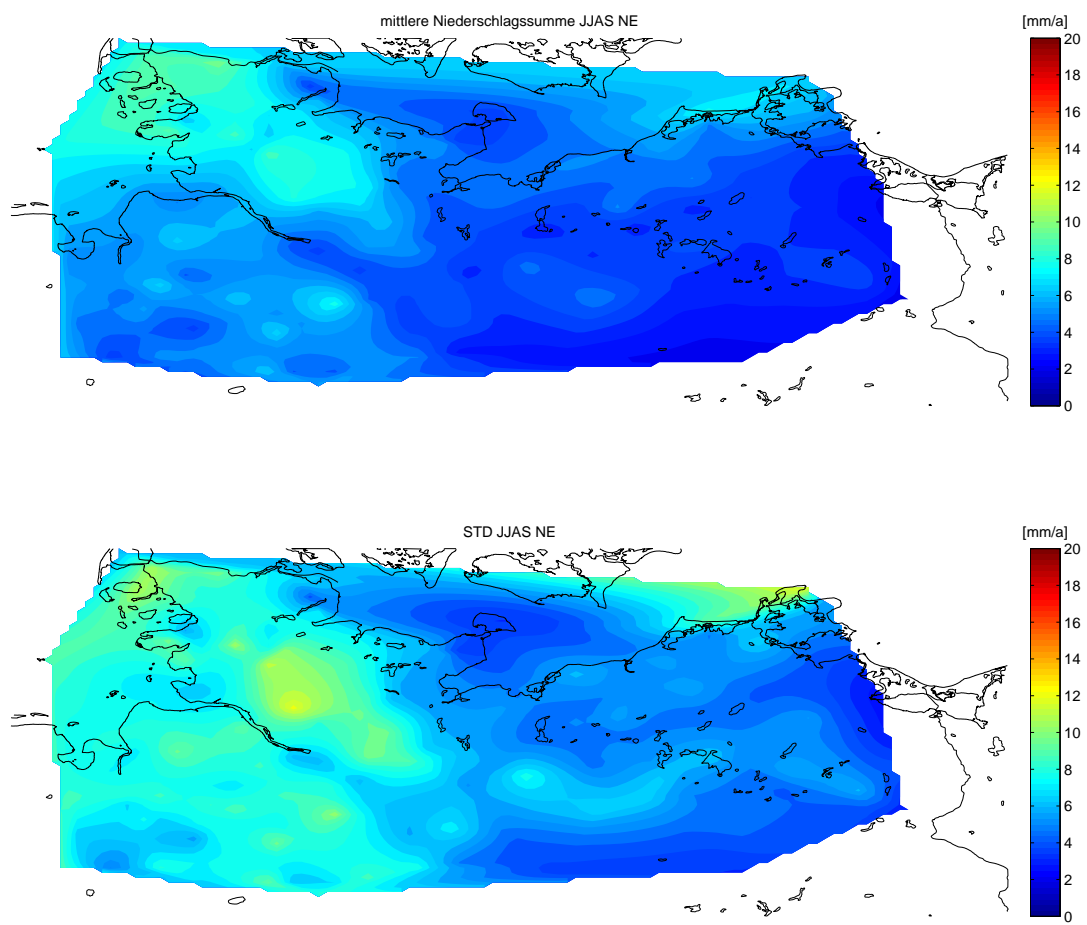


Abbildung 4.11: Wie Abbildung 4.2 für die nordöstliche Windrichtung.

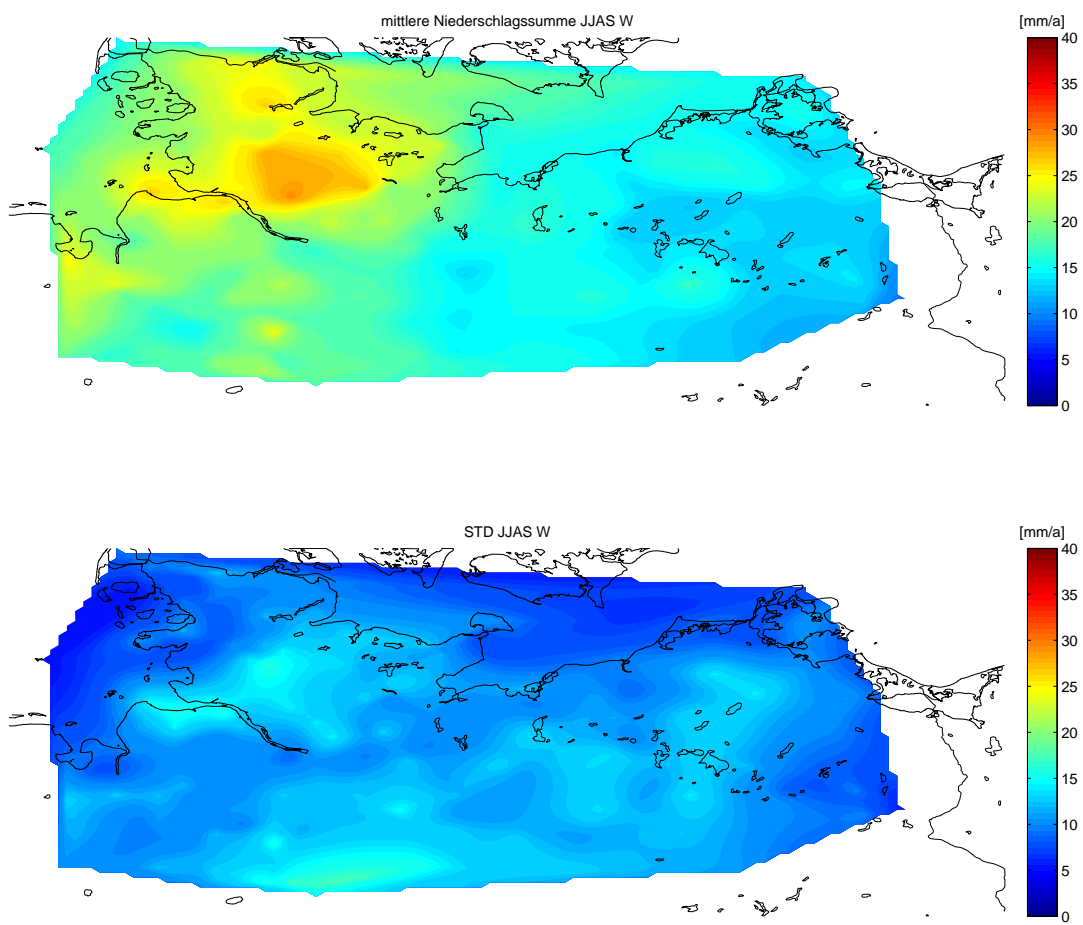


Abbildung 4.12: Wie Abbildung 4.2 für Westwinde.



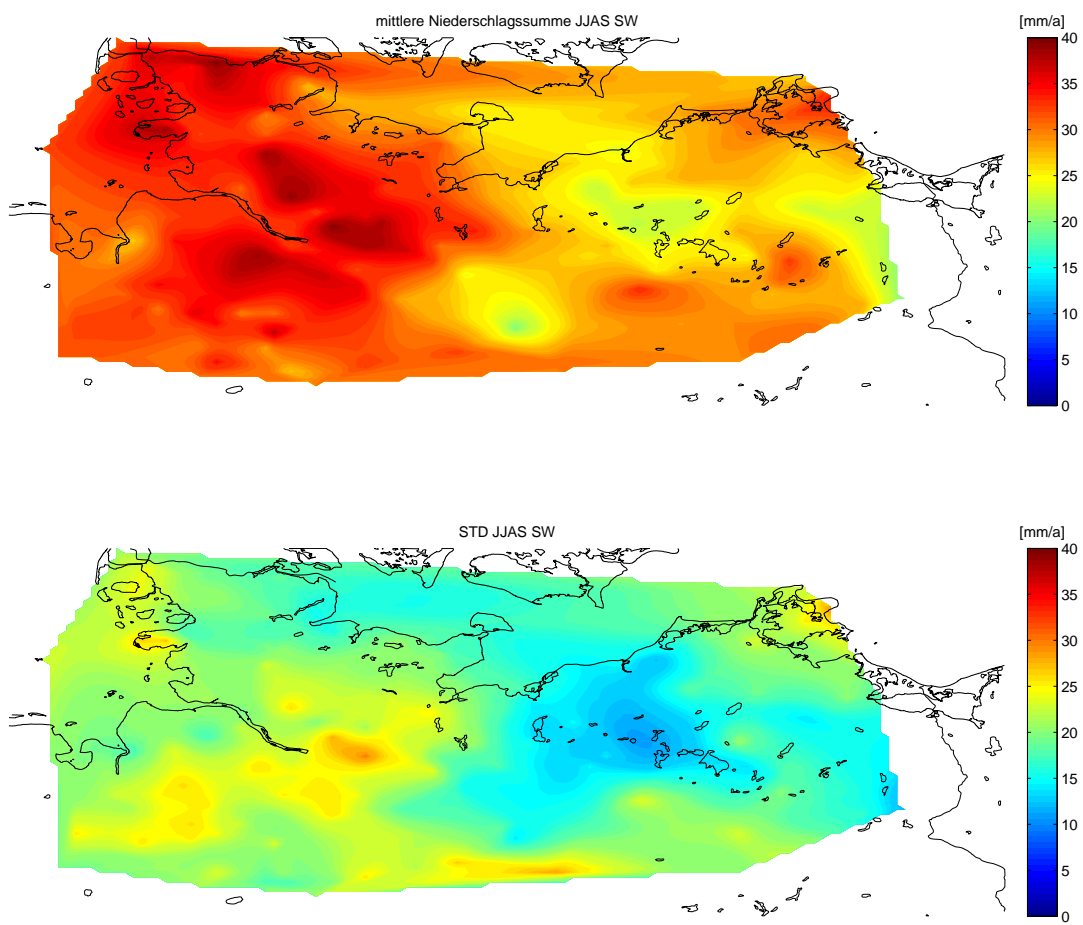


Abbildung 4.13: Wie Abbildung 4.2 gefiltert nach Südwestwindrichtung.

Abbildung 4.13 weist, verglichen mit den Abbildungen 4.11 bzw. 4.12, eine homogenere Struktur auf. Die Regenmenge nimmt dabei nach Osten hin ab. Diese Niederschlagsstruktur kann eine Folge der den Kartenausschnitt von West nach Ost passierenden Frontensysteme sein, welche im Zusammenhang mit den über Skandinavien ziehenden Tiefs stehen. Die Größe derartiger Systeme führt zu einer homogenen Niederschlagsverteilung über Norddeutschland.

Nachfolgend soll der Einfluss der NAO auf die Regenmenge gezielter untersucht werden. Dabei muss beachtet werden, dass die räumlichen Muster der Druckanomalien mit den Jahreszeiten variieren. Folland et al. (2009) bezeichnete das Muster der Sommermonate entsprechend als SNAO. Die Definition der SNAO basiert auf der ersten PC der Druckanomalien. Die folgenden Berechnungen der in dieser Arbeit beschriebenen SNAO beruhen ebenfalls auf dieser Definition.

In Abbildung 4.14 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen der SNAO und der Niederschlagsmenge der Stationsmessungen dargestellt. Die obere Abbildung basiert auf Tageswerten sowohl der Niederschlagssumme als auch der ersten PC der Druckanomalien. Die untere Abbildung basiert auf Jahressummen der Sommerniederschläge bzw. der ersten PC der Jahresmitteln der sommerlichen Druckanomalien. In der oberen Abbildung fällt auf, dass die Korrelation ausschließlich negative Werte besitzt. Des Weiteren nimmt die Korrelation vom Nordwesten (Schleswig-Holstein,  $r = -0.2$ ) nach Südosten (Mecklenburg-Vorpommern,  $r = -0.05$ ) zu. Mit Ausnahme einiger Gebiete östlich und südwestlich der Mecklenburgischen Seenplatte sind die Korrelationskoeffizienten auf dem 99 %-Niveau signifikant. Der Nordwesten Schleswig-Holsteins weist mit  $r = -0.25$  die niedrigsten Korrelationen auf. Auffällig ist die Zunahme der Korrelation innerhalb Schleswig-Holsteins. Zur Ostseeküste hin nehmen die Korrelationskoeffizienten auf etwa  $r = -0.1$  zu. Die niedrigen Korrelationen sowie die Unterschiede zwischen Nord- und Ostseeküste lassen darauf schließen, dass die Niederschläge in Schleswig-Holstein eher indirekt von der Ausprägung der SNAO abhängen. So könnte die Ausprägung der Druckanomalien bei den Britischen Inseln Einfluss auf die Anströmrichtung der Küstenlinie haben. Somit würden die Niederschläge, welche durch Küstendivergenz entstehen, beeinflusst. Die untere Abbildung weist ebenfalls ausschließlich negative Korrelationskoeffizienten auf. Die räumliche Struktur zeigt allerdings einen anderen Zusammenhang zwischen SNAO-Index und den Regenmengen. Die Korrelation nimmt von Südost nach Nordwest zu. Korrelationskoeffizienten sind im Südosten Mecklenburg-Vorpommerns mit annähernd  $r = -0.9$  am niedrigsten. Weitere weniger stark ausgeprägte Minima sind im Norden Schleswig-Holsteins sowie südöstlich von Hamburg zu erkennen. Die beschriebenen Minima sind auf den 90 %-Niveau signifikant. Aus Abbildung 4.14 kann man schließen, dass kurzfristige Variabilitäten der SNAO hauptsächlich die Niederschlagsmengen in West- und Zentral-Schleswig-Holstein beeinflussen. Die jährlichen Variabilitäten des SNAO-Index stehen im Zusammenhang mit interannualen Variabilitäten der Niederschlägen im Osten Mecklenburg-Vorpommerns. Wie von Folland et al. (2009) beschrieben, bedingt in beiden Fällen ein negativer (positiver) SNAO-Index mehr (weniger) Niederschläge in den entsprechenden Regionen.

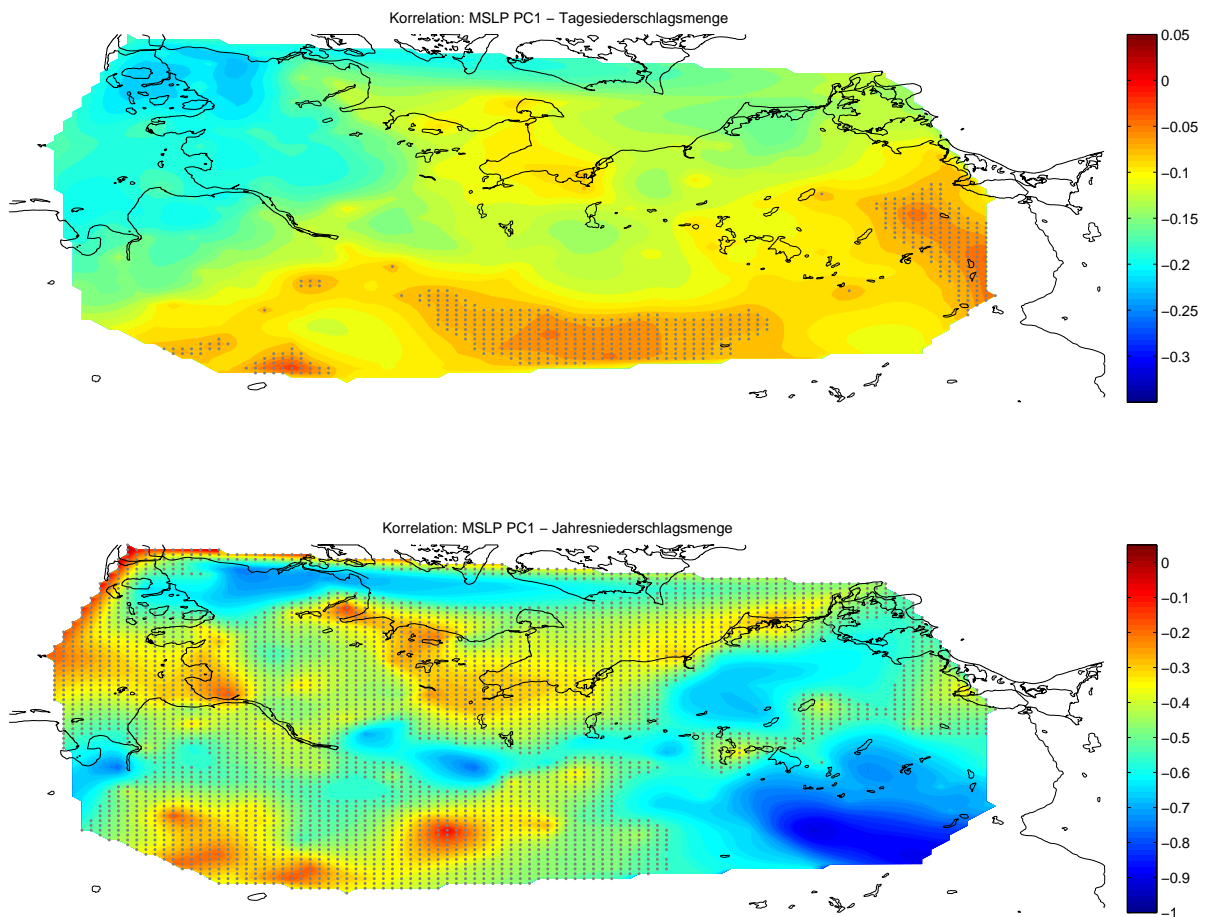


Abbildung 4.14: Korrelationskoeffizienten der Niederschlagsmengen der Stationsmessungen mit der ersten PC der Druckanomalien für die Sommermonate. Die obere Abbildung basiert auf Tageswerten. Die graumarkierten Areale sind nicht auf dem 99 %-Level signifikant. Die untere Abbildung beruht auf Jahresummen bzw. -mitteln der Sommermonate. Hierbei wurden alle nicht-signifikanten (90 %-Niveau) Werte grau markiert.

## 4.4 EOF-Muster

Zur weiteren Analyse der Niederschlagsmuster wird mittels empirischen orthogonalen Funktionen (EOF) die Variabilität dargestellt. Dabei muss beachtet werden, dass die Niederschläge keiner Gauß'schen Normalverteilung folgen. Es kann daher bei der Berechnung der EOFs zu Artefakten kommen. In Abbildung 4.15 sind die räumlichen Muster der ersten und zweiten Hauptkomponente (principal component; PC) dargestellt. Zusammen erklären die ersten beiden EOFs über 60 % der Varianz der Regenmenge, wobei die erste EOF mit 52.6 % alle restlichen Muster deutlich dominiert. Daher wird die Betrachtung der EOF-Muster im Folgenden auf die ersten beiden EOFs beschränkt.

Bei der ersten EOF handelt es sich um einen Monopol mit Zentrum im Bereich der Elbe. Dieser erstreckt sich ähnlich dem Maximum des Niederschlags (vgl. Abb. 4.2) von Brunsbüttel bis Hamburg. Im Norden wird das Maximum durch den Nord-Ostsee-Kanal begrenzt und dehnt sich nach Süden zur Höhe von Bremen aus. Insgesamt ist dieser Monopol lokal begrenzt. Eine Verkleinerung des Kartenausschnitts zeigte, dass Form und Position des Monopol diesbezüglich unverändert bleiben. Gleiches gilt für die Rotation der EOFs mittels Varimax-Kriteriums (vgl. rotierte EOF-Strukturen in Abbildung 6.1 im Anhang).

Die zweite EOF zeigt einen Dipol mit einem Maximum im Nordwesten sowie an der Westküste Schleswig-Holsteins und einem Minimum im Südosten über Mecklenburg-Vorpommern. Die Nulllinie verläuft von Südwest (Bremen) nach Nordost (Fehmarn). Dieses Muster hat mit 10.6 % im Vergleich zur ersten EOF deutlich weniger Anteil an der Variabilität des Niederschlags.

Abbildung 4.16 zeigt die diesen Mustern entsprechenden PCs. Die Werte der ersten PC (oben) besitzen eine untere Grenze bei etwa -0.6 mm/d. Dieser Wert entspricht den mittleren Tagesniederschlägen aller Stationen. Derartige Grenzwerte sind bei der zweiten PC nicht zu erkennen.

Die Strukturen der ersten und zweiten EOF der Radardaten sind in Abbildung 4.17 dargestellt. Die erste EOF zeigt wie Abbildung 4.15 oben einen regionalen Monopol im Bereich um Hamburg. Der Monopol hat in etwa die gleichen Ausmaße wie jener in Abbildung 4.15. Das Maximum in Abbildung 4.17 ist allerdings wesentlich radialsymmetrischer um das Zentrum Hamburg-Fuhlsbüttel gelegen. Dies ist primär auf die Stationierung des Radars in Hamburg-Fuhlsbüttel zurückzuführen, da die Stärke des empfangenen Radarsignals auch von der Entfernung abhängt.

Ein weiterer Effekt ist, dass die Zeitserien aus den Radarmessungen wegen der höheren horizontalen und zeitlichen Auflösung ein wesentlich stärkeres Rauschverhalten aufweisen. Die erste EOF erklärt daher mit 40.3 % weniger Varianz (-12.3 %) als die erste EOF der Stationsmessungen. Genauso verhält bei der zweiten EOF, welche lediglich 8.5 % also 2.1 % weniger erklärt.

Die Abbildung 4.18 zeigt die erste und zweite PC der EOF-Muster in Abbildung 4.17. Diese weisen mit den in Abbildung 4.16 dargestellten PCs eine hohe Korrelation auf. Die beiden ersten PCs besitzen einen Korrelationskoeffizienten von  $r = 0.86$ , während bei den Zweiten die Korrelation  $r = -0.78$  beträgt. Der negative Korrelationskoeffizient der zweiten PCs ist auf die vertauschten Pole in Abbildung 4.17 bezüglich Abbildung 4.15 zurückzuführen.

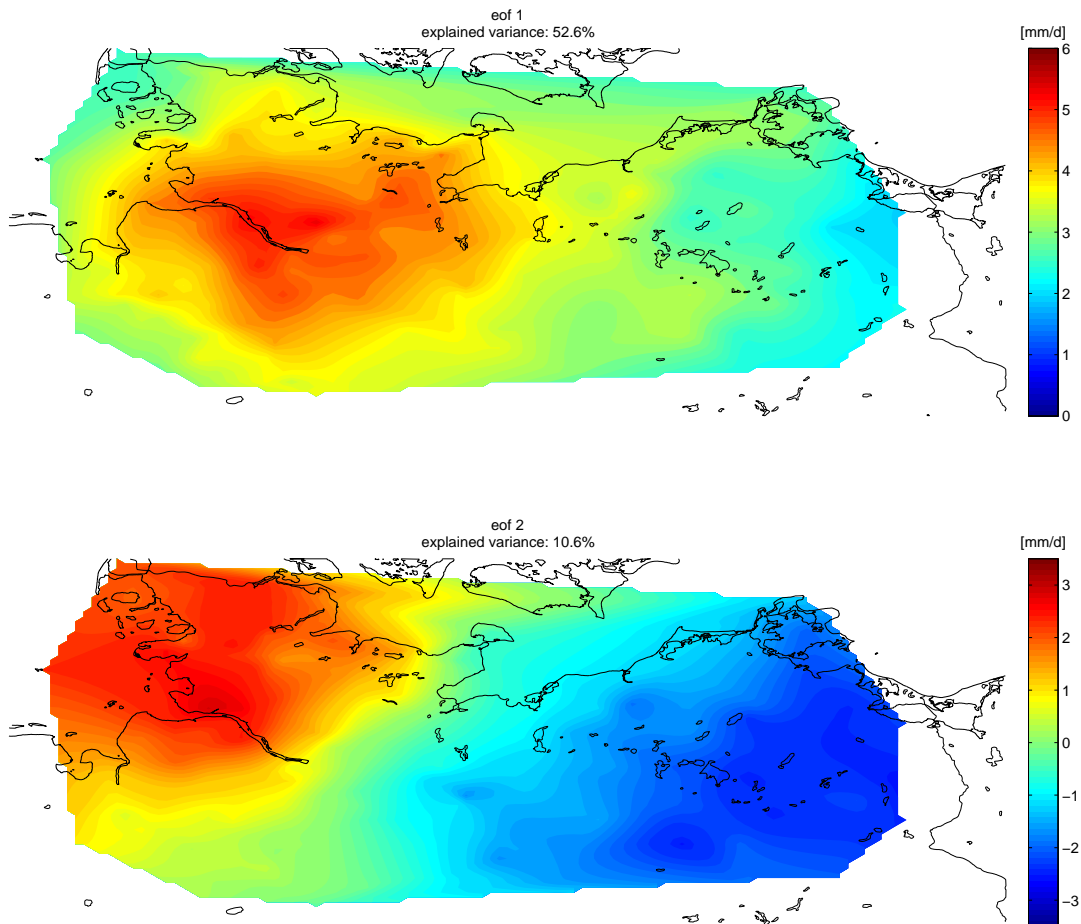


Abbildung 4.15: Räumliche Muster der ersten (oben) und zweiten (unten) PC der Tagesniederschlagssummen aus Stationsmessungen der Jahre 2001–2010. Sie dominieren die Niederschlagsmuster, indem sie 52.6 % (erste PC) bzw. 10.6 % (zweite PC) der Varianz erklären.

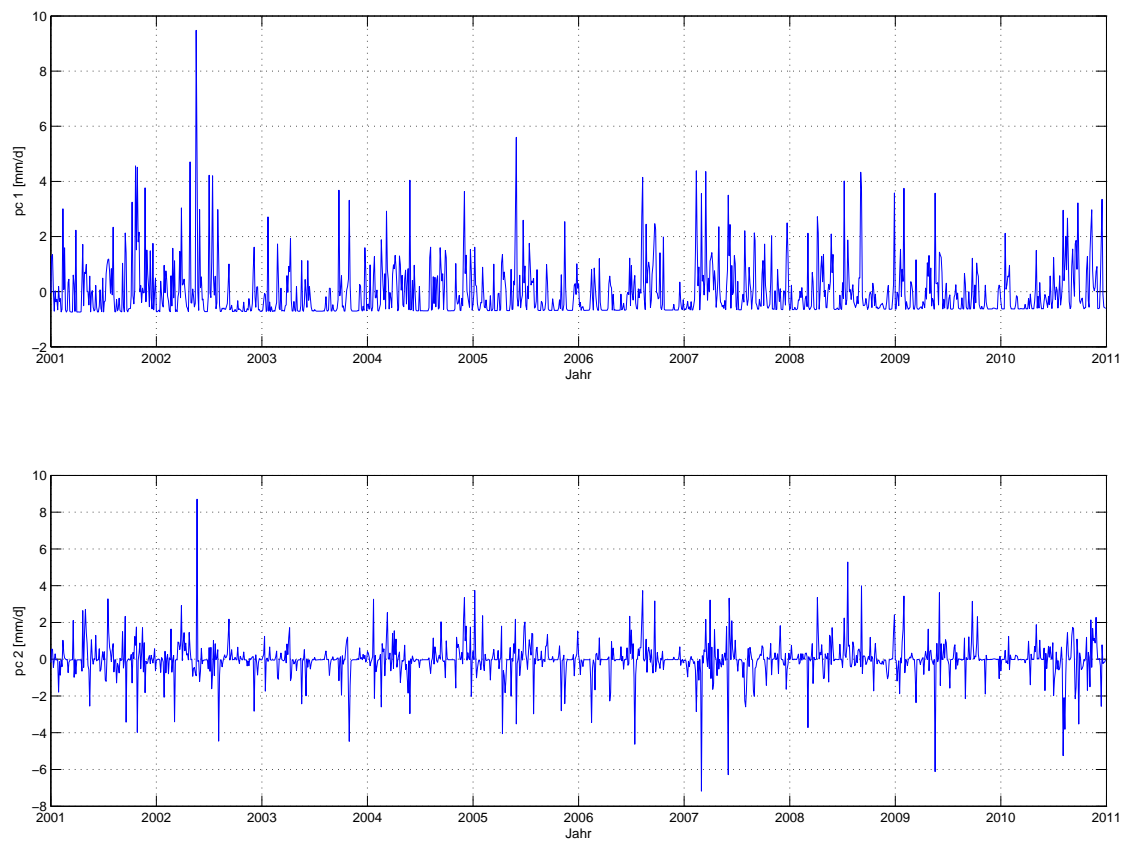


Abbildung 4.16: Erste (oben) und zweite (unten) PC der EOF-Muster aus Abbildung 4.15.

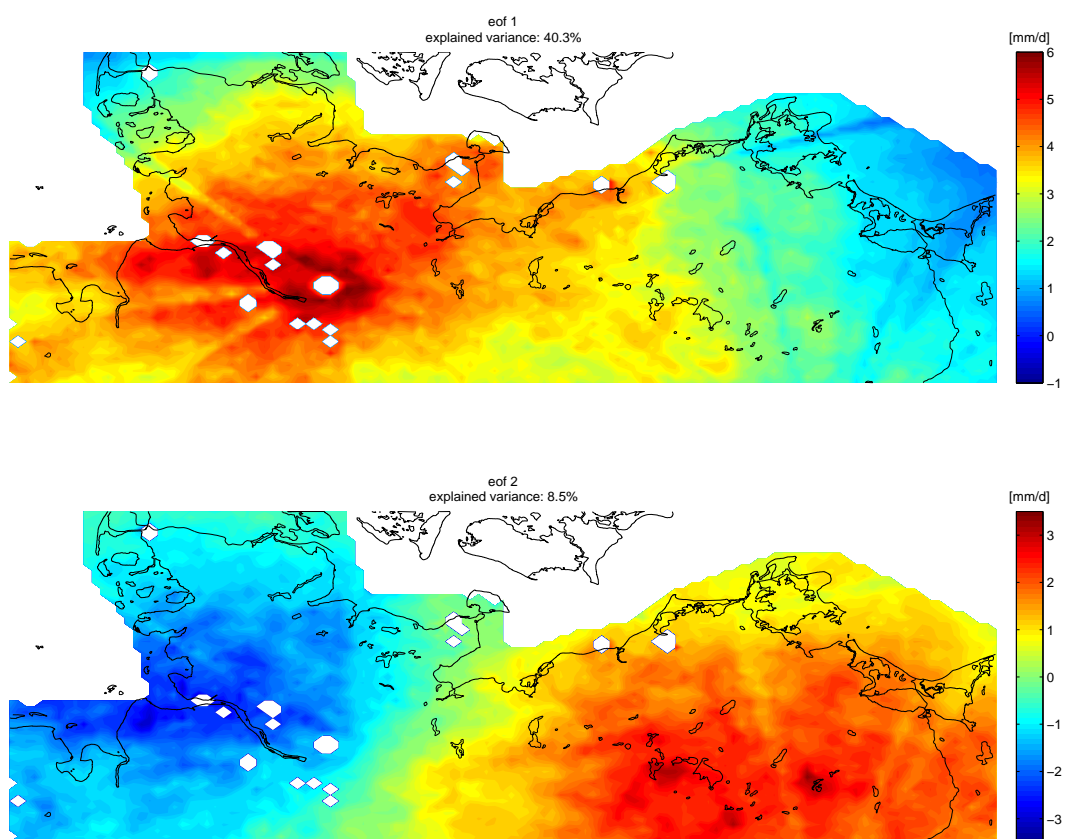


Abbildung 4.17: Muster der erste (oben) und zweiten (unten) PC der Tagesniederschlagssummen der Radardaten. Die Niederschlagsmuster erklären 40.3 % (erste PC) bzw. 8.5 % (zweite PC) der Varianz.

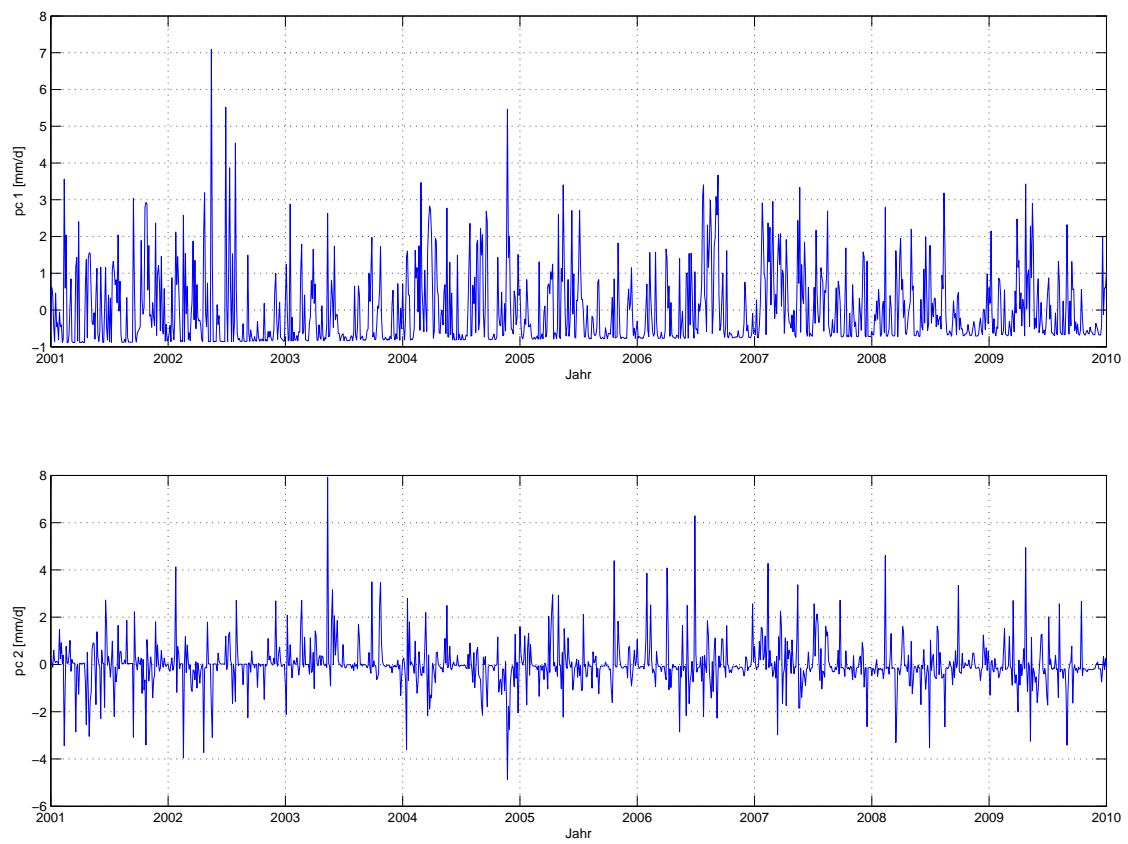


Abbildung 4.18: PCs der Muster aus Abbildung 4.17. Oben ist die erste PC und unten die zweite PC jeweils in [mm/d] dargestellt.



Die vorhergehenden Betrachtungen zeigten, dass es erhebliche Unterschiede bei den Niederschlägen der einzelnen Dekaden gibt. Nachfolgend soll nun die Stabilität der EOF-Muster überprüft werden.

Abbildung 4.19 zeigt die ersten beiden EOF-Muster der Niederschläge von 1991–2000. Diese Strukturen erklären 50.9 % (erste EOF) bzw. 11.5 % (zweite EOF) der Varianz. Dabei fällt die Ähnlichkeit der EOF-Muster der Niederschläge von 1991–2000 und 2001–2010 auf. So weist die erste EOF in Abbildung 4.19 ebenfalls einen Monopol mit Zentrum in der Region um Hamburg/Elbemündung auf. Dieser ist allerdings schwächer ausgeprägt, was sich auf die geringeren Regenmengen zurückführen lässt. Die erste PC weist daher einen positiven Trend für den Zeitraum 1991–2010 auf. Die Zunahme der durch die erste PC beschriebenen Menge an Niederschlag beträgt in diesem Zeitraum 4.6 mm/10a und ist auf dem 95 %-Niveau signifikant. Ein auffälliger Unterschied ist neben der schwächeren Ausprägung des Monopols das lokale Minimum, welches bei Hamburg entlang der Elbe auftritt. Die zweite EOF der Dekade 1991–2001 ist dagegen ähnlich stark ausgeprägt wie jene in Abbildung 4.15. Des Weiteren weist das Muster die gleiche Dipolstruktur auf, mit einem positiven Pol im Nordwesten (Schleswig-Holstein) sowie einem negativen Pol im Südosten (Mecklenburg-Vorpommern). Daher unterscheidet sich die zweite PC auch nur geringfügig von derjenigen der Dekade 2001 bis 2010. Der Trend innerhalb der 20 Jahre ist mit 2.4 mm/10a auch nur halb so groß, wie jener der ersten PC und ist nicht auf dem 95 %-Level signifikant. Eine weitere Gemeinsamkeit ist der etwa gleichgroße Anteil der Varianz, welcher durch die jeweilige EOF erklärt wird. Die EOF-Muster der Dekade 2001–2010 sind somit auch im vorhergehenden Jahrzehnt nachweisbar. Es handelt sich somit um für diese Region typische Muster, die auch über längere Zeiträume wie diese zwei Dekaden bestehen.

Die EOF-Muster der Niederschlagsdauer, wie sie in Abbildung 4.20 zu sehen sind, zeigen ebenfalls ein Maximum in der Metropolregion um Hamburg respektive einen West-Ost-Dipol mit nahezu meridional verlaufendem Gradienten. Das Maximum erstreckt sich allerdings bis nach Rostock, also deutlich weiter nach Osten hin. Die nördliche Grenze des Maximums folgt dabei dem Verlauf des Nord-Ostsee-Kanals. Es ist in der Region nördlich von Brunsbüttel daher weniger stark ausgeprägt als das Maximum in Abbildung 4.17. Weiterhin fällt auf, dass das Zentrum des Maximums etwas südlich von Hamburg liegt. Gleiches gilt für die zweite EOF, deren Polzentren ebenfalls nach Süden verschoben sind.

Abbildung 4.21 zeigt die erste und zweite EOF der Dauer der Niederschlagsereignisse mit mehr als 7.5 mm/h (Klasse 4 und höher). Dabei zeigt sich in der ersten EOF, dass die Region um Hamburg von diesen Niederschlägen wesentlich geringer beeinflusst wird als das Gebiet zwischen Lübeck und Rostock. Das Maximum liegt bei diesen Niederschlägen im Gebiet der Mecklenburgischen Seenplatte. Die Zentren des Dipols der zweiten EOF befinden sich ebenfalls im Bereich der Mecklenburgischen Seenplatte und im Gebiet der Elbmündung. Diese Struktur ähnelt jener in Abbildung 4.17 unten.

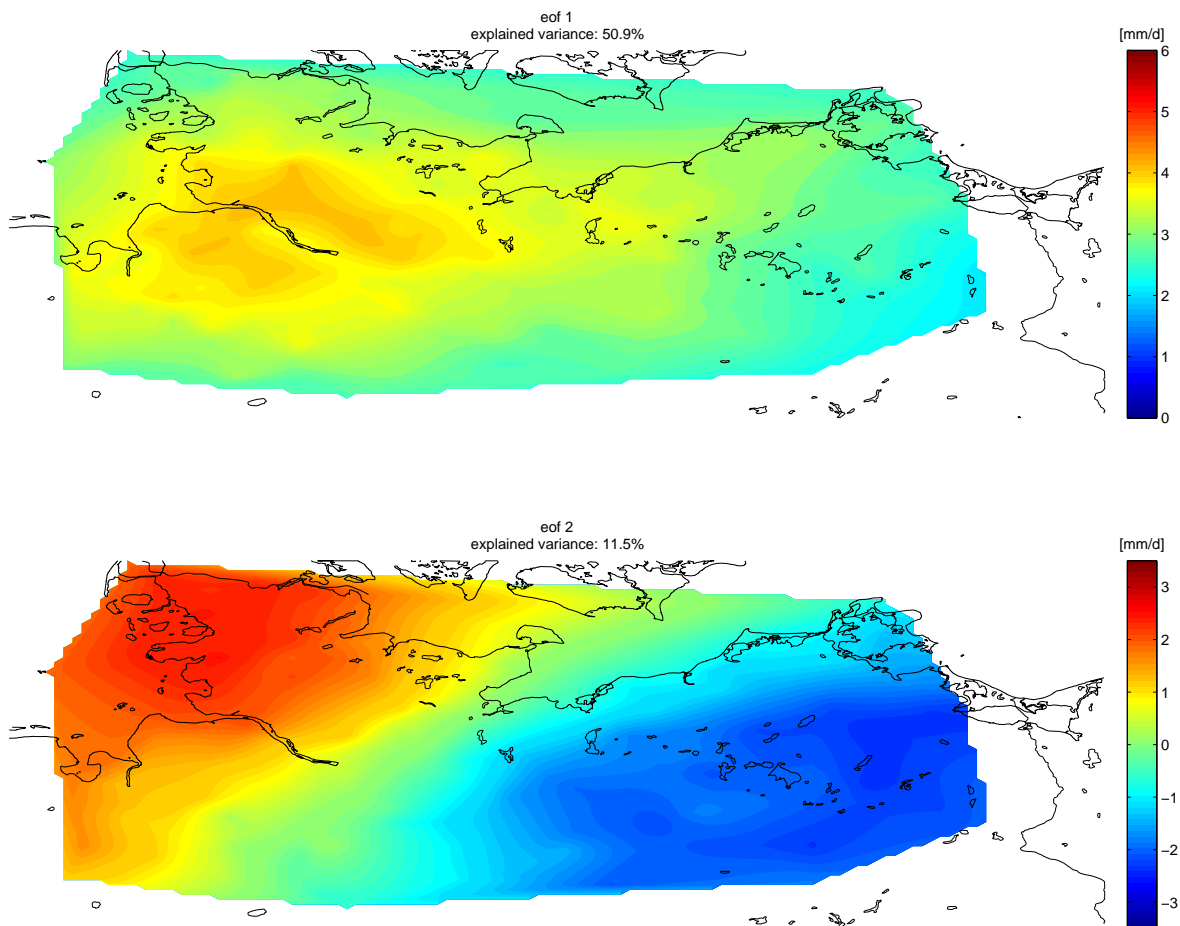


Abbildung 4.19: Räumliche Muster der ersten (oben) und zweiten (unten) PC der Tagesniederschlagssummen aus Stationsmessungen der Jahre 1991–2000. Sie erklären 50.9 % (erste PC) bzw. 11.5 % (zweite PC) der Varianz der Niederschläge.

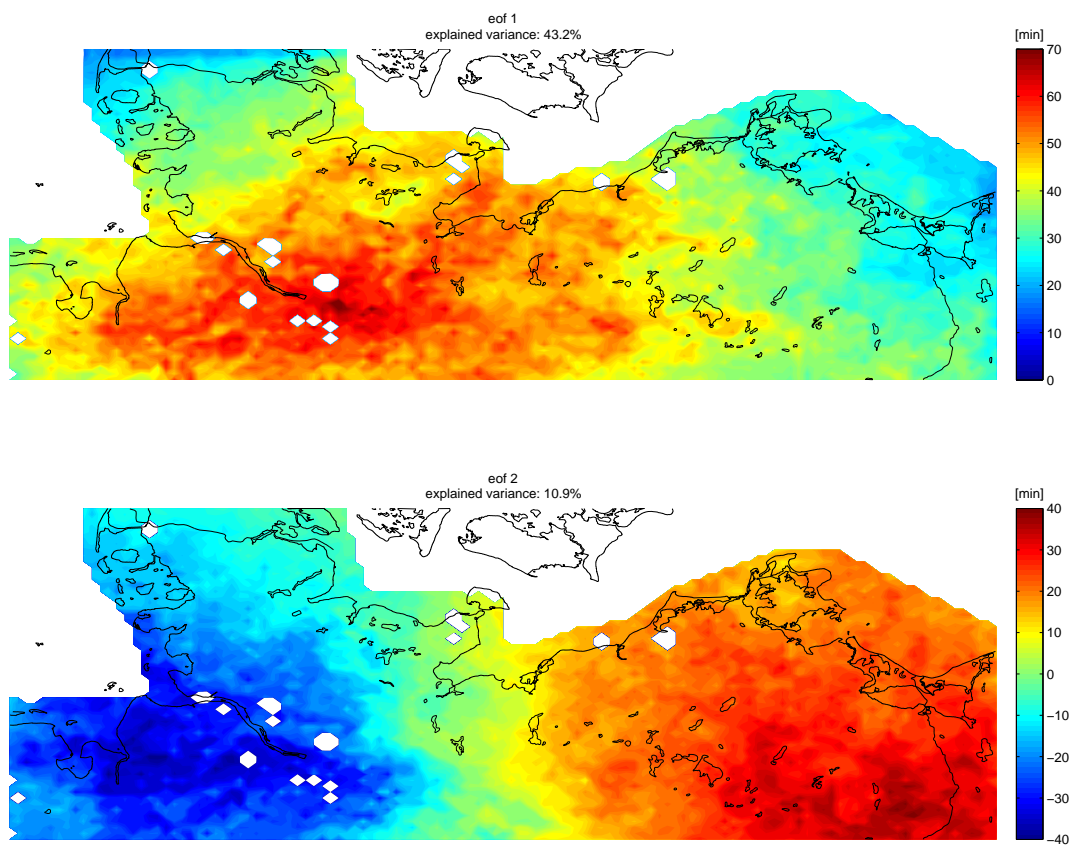


Abbildung 4.20: Muster der erste (oben) und zweiten (unten) EOF der mittleren Niederschlagsdauer aus Abbildung 4.5. Die Muster erklären 43.2 % (erste EOF) bzw. 10.9 % (zweite EOF) der Varianz.

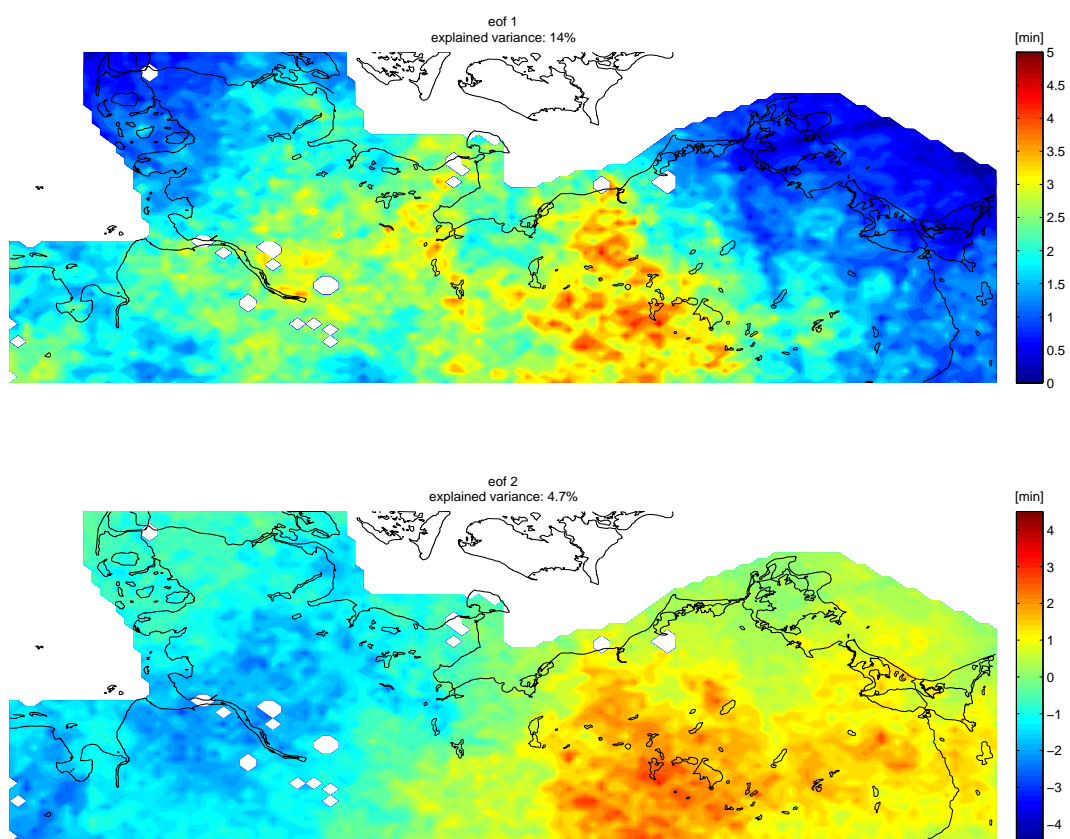


Abbildung 4.21: Muster der erste (oben) und zweiten (unten) EOF Niederschlagsdauer von Niederschlägen mit mehr als 7.5 mm/h. Die Niederschlagsmuster erklären 14.0 % (erste EOF) bzw. 4.7 % (zweite EOF) der Varianz.

Im Folgenden sollen die Auswirkungen der Windrichtungen auf die EOF-Analyse betrachtet werden. So sind in den Abbildungen 4.22, 4.23, 4.24 und 4.25 jeweils die Muster der ersten und zweiten PC für Nordost-, Süd-, Südwest- und Westwinde dargestellt. Das Muster der ersten EOF in Abbildung 4.22 besteht dabei aus einem Monopol, der sich über Schleswig-Holstein und Ostniedersachsen küstenparallel von Nord nach Süd erstreckt. Die zweite EOF ist ein Nord-Süd-Dipol mit einem ausgedehnten positivem Pol in Schleswig-Holstein und einem negativen Pol südlich von Hamburg. Insbesondere an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste weisen beide EOFs eine starke Beeinflussung durch die auflandigen Nordostwinde auf, sodass die diese Niederschläge hauptsächlich auf die Küstendivergenz zurückzuführen sind. Somit kommt es im nahen Hinterland zu Stauregen in Folge erhöhter Bodenreibung. Infolge der Windrichtung breiten sich die Niederschläge nach Westen aus, was in dieser Richtung ebenfalls zu erhöhten Regenmengen führt. Südwestlich der Elbe sind mehrere lokale Maxima zu erkennen. Diese können eine Folge von Durchmischungsprozessen, wie sie z.B. aufgrund der Bodenreibung stattfinden, sein. Dabei könne sich Niederschlagsmengen regional vermindern, während sie in anderen Gebieten verstärkt werden.

Unter Südwindbedingungen (Abb. 4.23) weist die erste EOF ein Band mit erhöhten Regenmengen auf. Dieses erstreckt sich von Bremerhaven im Südwesten bis nach Zingst im Nordosten. Das Maximum dieses Niederschlagsbandes liegt östlich von Hamburg. Diese Struktur erklärt 77.2 % der Varianz aller Niederschläge bei Südwind. Die zweite EOF besteht aus einem Tripol, wobei der negative Pol die gleiche Struktur und Lage hat wie der Monopol der ersten EOF. Einer der positiven Pole befindet sich im Nordwesten Schleswig-Holsteins. Der andere liegt südwestlich der Mecklenburgischen Seenplatte und ist wesentlich schwächer ausgeprägt. Das gesamte Muster erklärt 6.8 % der Varianz der Regenmenge unter Südwindeinfluss.

Die Muster der beiden EOFs der Niederschläge bei Südwestwinden gleichen den Strukturen wie sie in Abbildung 4.15 auftreten. Die erste EOF besitzt ein Maximum mit einer West-Ost-Ausdehnung, die von Cuxhaven bis Lübeck reicht. In Nord-Süd-Richtung erstreckt sich das Maximum von der geographischen Breite von Kiel bis zur geographischen Breite von Bremen. Auffällig an diesem Maximum ist, dass im Zentrum, in der Elbregion nahe Hamburg, ein lokales Minimum zu erkennen ist. Dieses lokale Minimum lässt sich darauf zurückzuführen, dass in den Sommermonaten lokale Prozesse wie Konvektion zur Niederschlagsbildung beitragen. Insbesondere auf konvektiven Prozessen basierende Niederschlagsereignisse wie z.B. Gewitter können zu hohen Niederschlagsmengen führen. Allerdings wird die Konvektion auch von der Temperatur beeinflusst. Die Abkühlung der Luft in Elbnähe könnte daher die Konvektion abschwächen und somit die Niederschlagsintensitäten verringern (Schlünzen et al., 2010). Gegenteilige Auswirkungen hat die Bebauung. Bei dieser muss beachtet werden, dass die Oberflächenrauigkeit in der Region um Hamburg aufgrund der Bebauung mit unterschiedlich hohen Gebäuden höher ist. Zusätzlich verursacht die Bebauung eine Erwärmung des urbanen Umfeldes (urban-heat-island; UHI), was wiederum die Konvektion verstärken und die Luftfeuchtigkeit erhöhen kann (Schlünzen et al., 2010). Dabei spielt der hohe Feuchtigkeitsgehalt des Bodens in Elbnähe eine Rolle, da diese Gebiete zum Teil unter dem Meeresspiegel liegen und künstlich trocken gehalten werden müssen. Für die Niederschlagsbildung steht daher mehr Wasserdampf zur Verfügung. Beide Effekte können in

dicht besiedelten Gebiet zu einer Erhöhung der Niederschlagsmengen bewirken (urban-precipitation-impact; UPI), was sich insbesondere auf der Leeseite bemerkbar macht (Schlünzen et al., 2010). Die zweite EOF besteht, wie jene in Abbildung 4.15, aus einem Dipol mit den gleichen Positionen. Die erklärten Varianzen sind mit 64.2 % (erste EOF) bzw. 11.4 % (zweite EOF) vergleichbar hoch wie die erklärten Varianzen der EOFs aus Abbildung 4.15.

Bei Westwind (Abb. 4.25) ist das Maximum der ersten EOF kleiner. Es erstreckt sich bandförmig von Cuxhaven bis Kiel. Die Nord-Süd-Ausdehnung ist dabei auf die Breite der Elbmündung beschränkt. Die zweite EOF besteht ebenfalls aus einem Dipol, dessen negativer Pol sich über Mecklenburg-Vorpommern erstreckt. Der positive Pol ist wesentlich lokaler. Er liegt überwiegend im zentralen Schleswig-Holstein reicht im Westen aber bis nach Cuxhaven. Der Norden und Süden Schleswig-Holsteins sowie Hamburg sind nicht im Einflussbereich der Pole. Mit 61.1 % (16.2 %) erklären die erste (zweite) EOF ähnlich viel Varianz wie die erste (zweite) EOF aller Niederschläge.

Insgesamt stellt man fest, dass die Strukturen der von den Windrichtungen abhängenden EOFs (Abbildungen 4.22, 4.23, 4.24 und 4.25) ähnlich stark ausgeprägt sind wie jene in Abbildung 4.15. Des Weiteren erklären die Muster annähernd gleiche Anteile der Varianz.

Nachfolgend steht der Einfluss der großräumigen Zirkulation auf die EOF-Muster im Mittelpunkt der Betrachtung. Zunächst soll auf die erste EOF eingegangen werden. Abbildung 4.26 stellt die mittleren Druckanomalien der Jahre 2001-2010 dar, bei welchen die Werte der erste PC größer (oben) bzw. kleiner (unten) als Null sind. Daneben ist die Standardabweichung der Druckanomalien gegeben. In Abbildung 4.26 oben links erkennt man eine negative Druckanomalie über Dänemark bzw. der Südspitze Skandinaviens und in der Nähe der Azoren befinden sich ausgeprägte positive Druckanomalien. Folland et al. (2009) beschreiben eine derartige Struktur der Druckanomalien für die Monate Juli und August und bezeichnen sie als Sommerliche Nordatlantische Oszillation (SNAO). Für die Werte der ersten PC der Niederschläge, welche kleiner als Null sind, weisen die Druckanomalien eine andere Struktur auf. Die positiven Druckanomalien bei den Azoren sind ebenfalls zu sehen. Diese beruhen auf dem Azorenhoch. Allerdings sieht man ein zweites, schwächer ausgeprägtes Maximum der Druckanomalien über Frankreich, den Alpenländern sowie Süd- und Mitteldeutschland. Dieses Maximum ist mit den positiven Anomalien bei den Azoren verbunden. Ein weiterer Unterschied ist, dass die negativen Druckanomalien südwestlich von Island auftreten. Das Zentrum der negativen Anomalien ist gegenüber der darüber liegenden Abbildung nach Westen verschoben.

Die Muster der Standardabweichung sind in beiden Fällen ähnlich. Die Druckanomalien zeigen im Mittelmeerraum geringere Variabilitäten als über Skandinavien oder dem Nordwestlichen Atlantik. Auffällig ist, dass die Standardabweichung auch über Frankreich, Deutschland und der Nordsee vergleichsweise niedrige Werte aufweist. Die beiden Abbildungen der Standardabweichung unterscheiden sich u.a. darin, dass über dem Atlantik die Variabilität der Druckanomalien, bei denen die erste PC kleiner als Null ist, höher ausfällt als in der Abbildung darüber.

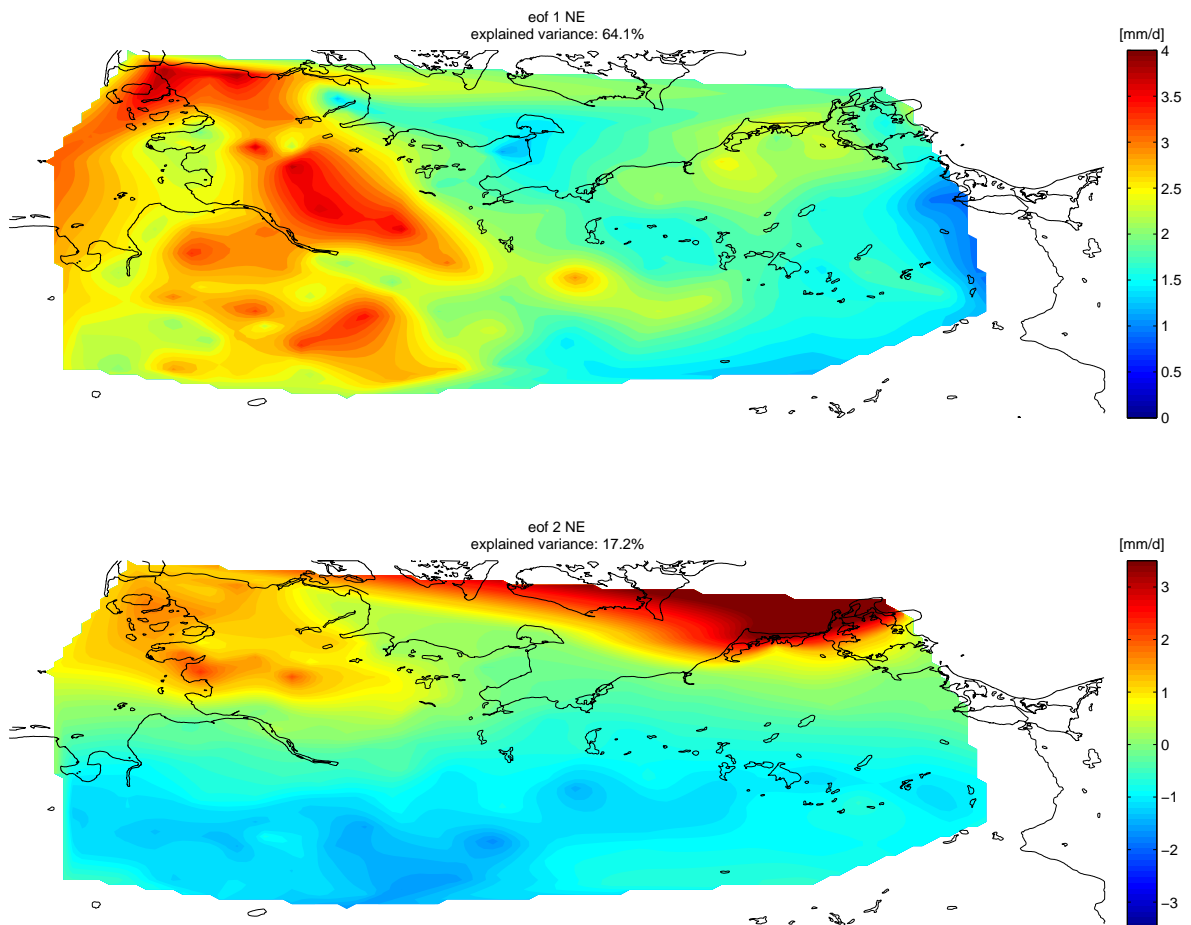


Abbildung 4.22: Erste (oben) und zweite (unten) EOF der Niederschläge, welche bei nordöstlicher Windrichtung auftreten. Das erste EOF-Muster erklärt dabei 64.1 % und das zweite Muster 17.2 % der Varianz.

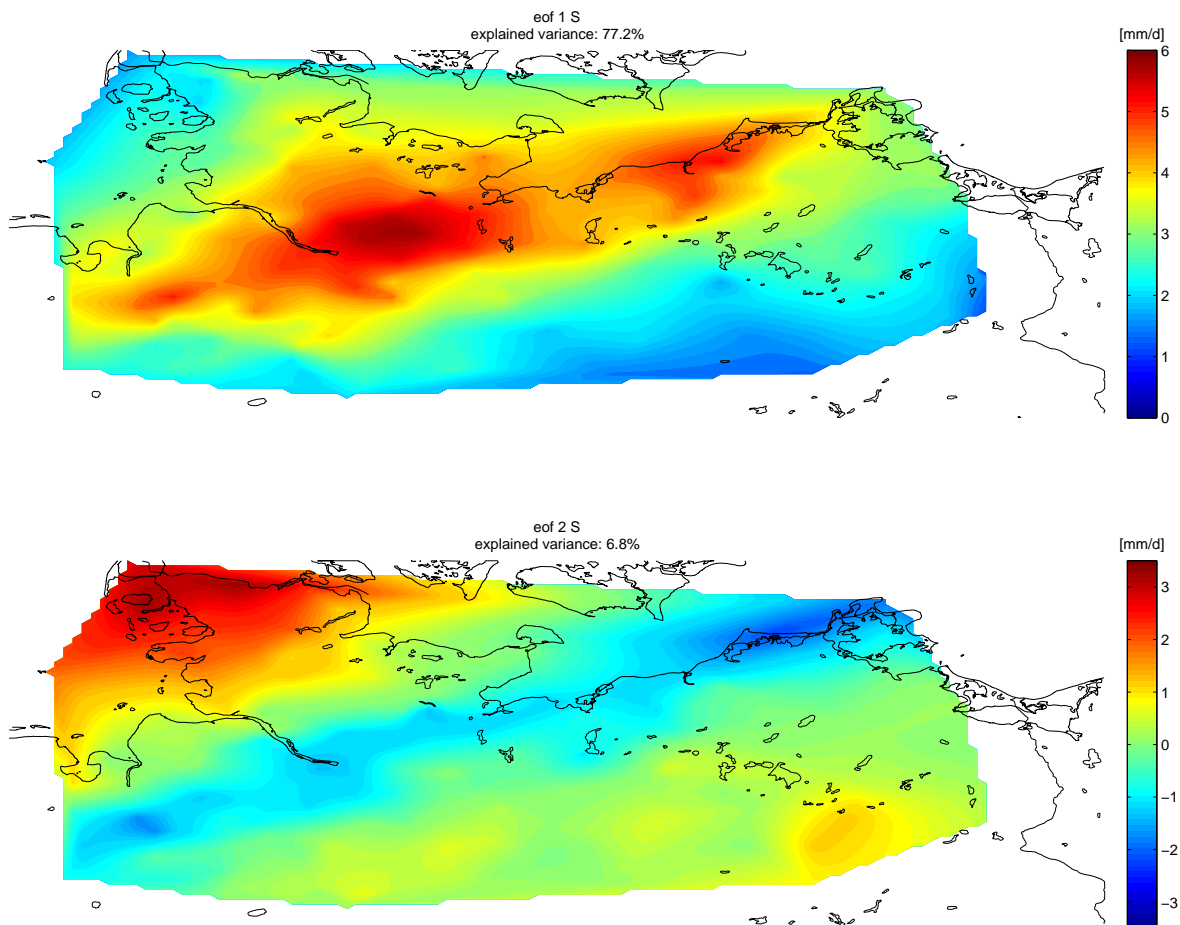


Abbildung 4.23: Wie Abbildung 4.22 bei vorherrschender südlicher Windrichtung. Das erste EOF-Muster erklärt 77.2 % und das zweite Muster 6.8 % der Varianz.



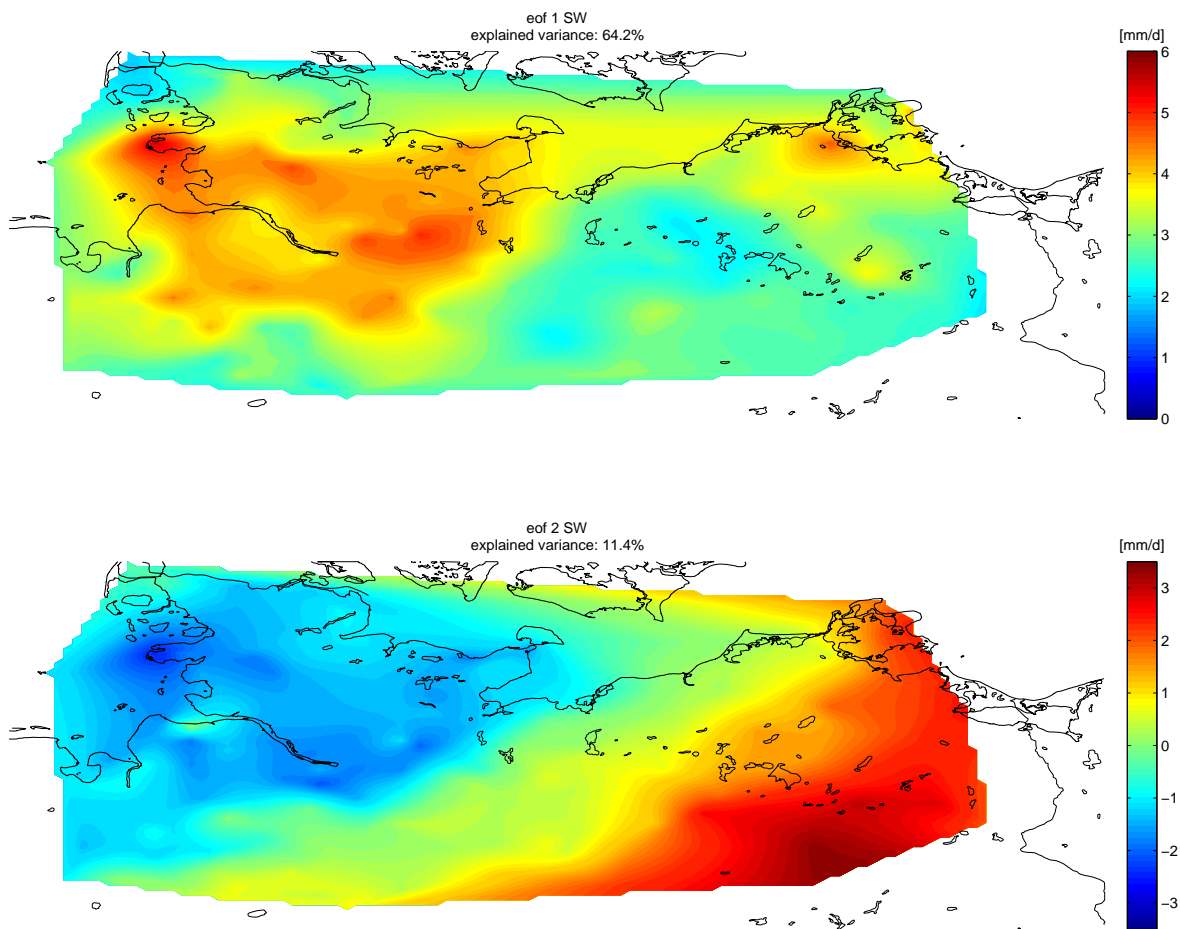


Abbildung 4.24: Wie Abbildung 4.22, nur für südwestliche Winde. Das erste EOF-Muster erklärt dabei 64.2 % und das zweite Muster 11.4 % der Varianz.

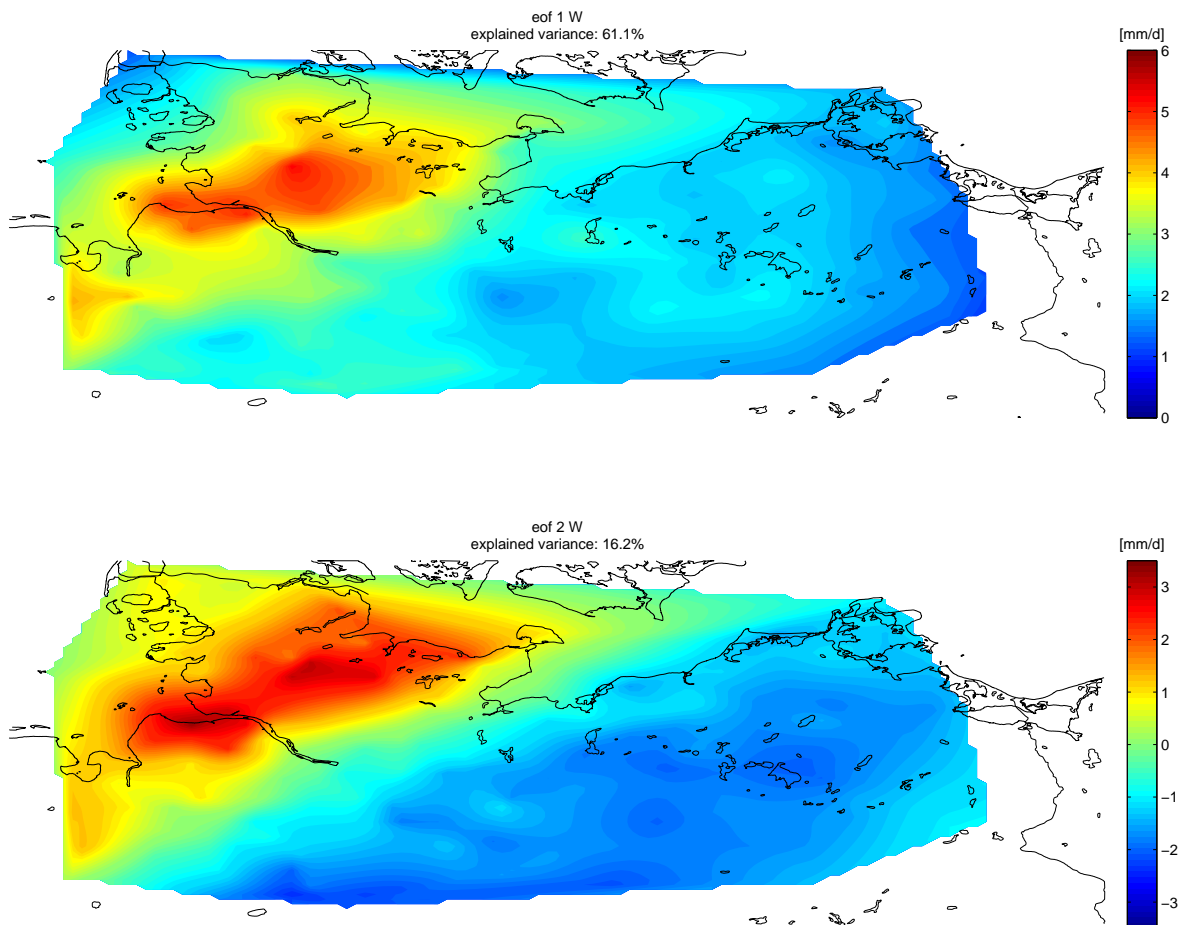


Abbildung 4.25: Erste (oben) und zweite (unten) EOF der Niederschläge, welche unter Westwindbedingungen fallen. Das erste EOF-Muster erklärt dabei 61.1 % und das zweite Muster 16.2 % der Varianz.

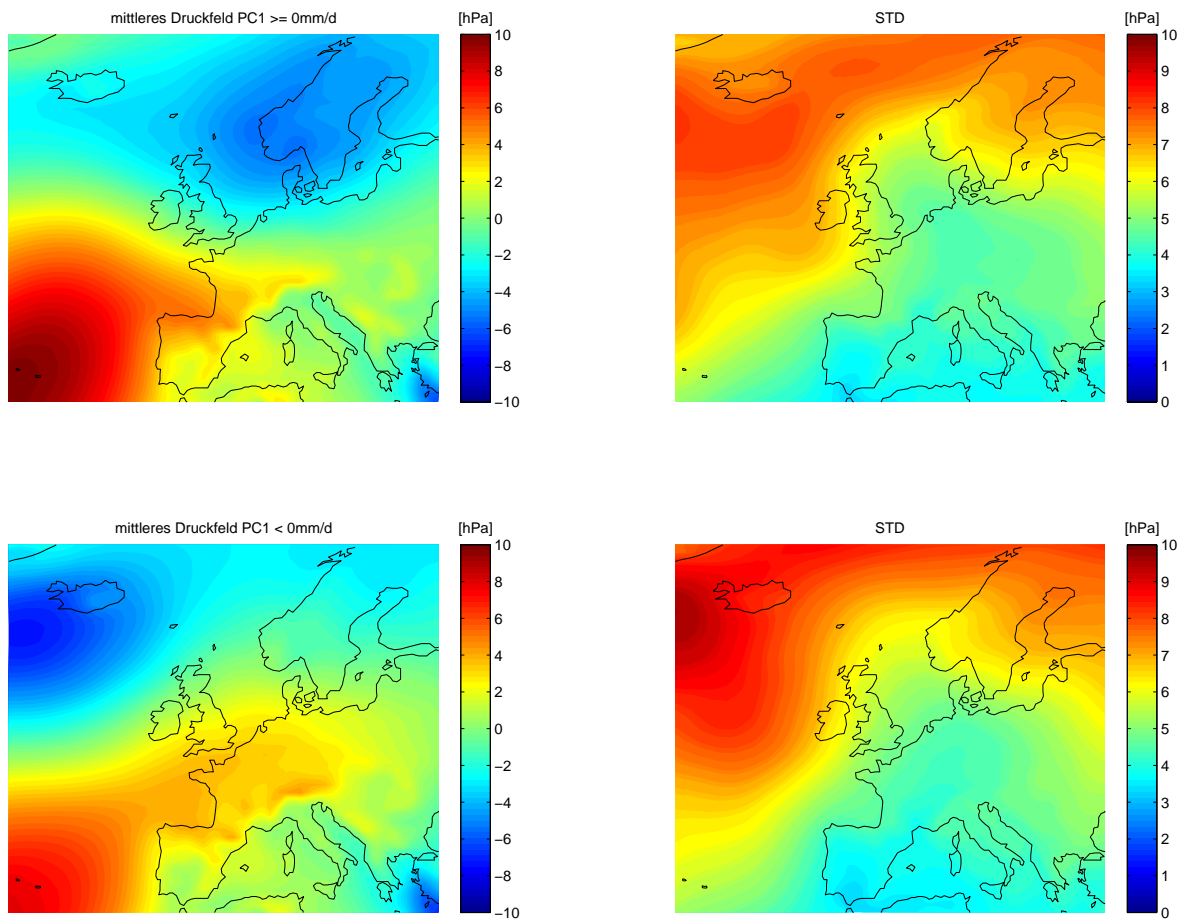


Abbildung 4.26: Mittelwert der Druckanomalien der Jahre 2001–2010, bei welchen die erste PC größer (oben) bzw. kleiner (unten) als Null ist. Die Variabilität der jeweiligen Druckanomalien ist daneben rechts als Standardabweichung dargestellt.

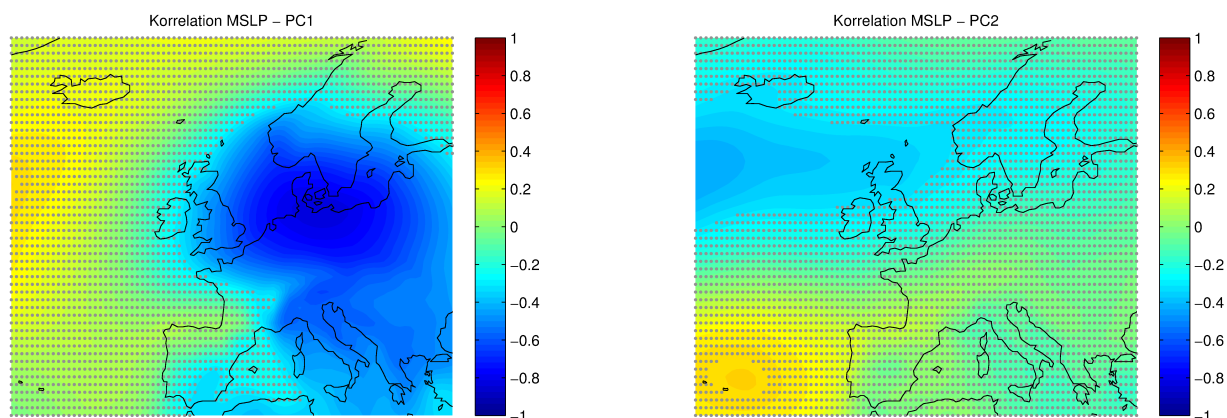


Abbildung 4.27: Korrelationskoeffizienten zwischen den Druckfeldanomalien und der ersten (links) bzw. zweiten (rechts) PC. Korrelationen basieren auf Monatsmitteln. Nicht signifikante Bereiche (90 %-Niveau) sind grau markiert.

Abbildung 4.27 zeigt die Korrelationskoeffizienten der ersten bzw. zweiten PC mit den Anomalien des Drucks. Dabei handelt es sich um Monatsmittel der Druckanomalien und der jeweiligen PC. Die erste PC weist dabei signifikante (90 %-Level), negative Korrelationen mit der Druckanomalie über der Nordsee, der südlichen Ostsee, Norddeutschland, Dänemark und Südnorwegen bzw. -schweden auf. Die Korrelation beträgt im Zentrum etwa  $r = -0.6$ . Ein weiteres Gebiet mit negativen Korrelationen liegt über Norditalien. Dieses ist in seinen Ausmaßen kleiner und die Korrelationen sind mit  $r = -0.45$  niedriger als die Südschandinavische. Wie aus der Abbildung ersichtlich ist, stehen negative, lokale Druckanomalien mit erhöhten Niederschlagsmengen der ersten PC in Verbindung.

Für die Korrelationskoeffizienten der zweiten PC mit der Druckanomalie ergeben sich ebenfalls zwei signifikante Areale. Das nördliche Gebiet liegt südlich von Island und weist mit  $r = -0.35$  eine negative Korrelation auf. Die andere signifikante Region befindet sich bei den Azoren. Dieses Gebiet besitzt eine positive Korrelation von  $r = 0.25$ . Bei beiden Regionen handelt es sich um die Aktionszentren, auf welchen NAO-Indizes definiert werden. Die Korrelationen zeigen einen Zusammenhang zwischen der zweiten PC und der NAO auf. Die niedrigen Werte der Korrelationen darauf zurückzuführen, dass das typische NAO-Muster mit einer Dipolstruktur zwischen Island und den Azoren nicht das dominante Muster der Druckanomalien im Sommer ist (Busuioc et al., 2001; Folland et al., 2009). Zum anderen verändern lokale Prozesse, wie z.B. lokale Konvektionszellen, die Niederschlagsintensität. Diese lokalen Prozesse werden durch die Recyclingrate des Wassers beeinflusst (Zveryaev, 2004). Bei einer hohen Recyclingrate verdunstet der gefallene Niederschlag sehr schnell, sodass Luftfeuchtigkeit früher Werte erreicht, wie sie zur Bildung von Wolken und Regentropfen notwendig sind. Somit kann die Häufigkeit und Stärke der Niederschläge zunehmen.

## Kapitel 5

# Diskussion und Schlussfolgerungen

Im folgenden Kapitel sollen die Ergebnisse der vorherigen Kapitel zusammengefasst und diskutiert werden. Ein Ziel dieser Arbeit ist eine Einschätzung, ob Niederschlagsmessungen mittels Radar für eine längerfristige, klimatologische Auswertung geeignet sind und welche zusätzlichen Informationen sie liefern können. In Kapitel 3 wurde dafür zunächst die Güte der Radarmessungen betrachtet. Die Daten wurden vorher vom DWD aufbereitet, gefiltert und zu einem Komposit zusammengestellt. Bei der Filterung wurden Echos von unbewegten Objekten am Boden entfernt. Eine detailliertere Betrachtung ergab, dass die damit einhergehenden Abschattung dahinter liegender Gebiete nicht korrigiert wurde. Weitere unkorrigierte Fehlerquellen sind durch Windräder und Schiffe verursachte Radarechos. Diese ungefilterten Effekte werden ausschließlich durch das Aufsummieren sichtbar. In den einzelnen Radarkomposit sind sie nicht zu erkennen. Diese Tatsache erschwert die Korrektur dieser Effekte. Eine zusätzliche Schwierigkeit besteht darin, dass die Verstärkung des Radarechos im Bereich der Schifffahrtsrouten und Windparks nicht kontinuierlich vorhanden ist. Im Fall der Windräder sorgt die Bewegung der Rotoren für diskontinuierliche Rückstreuung der Radarstrahlen. Die Windparks werden daher nicht als stationäre Objekte erkannt. Dies gilt auch, wenn kein Niederschlag fällt. Bei Schiffen handelt es sich um bewegte Objekte. Bei ihnen hat die Enge des Fahrwassers insbesondere im Fehmarn Belt eine höhere Frequentierung einzelner Gitterpunkte durch Schiffsechos zur Folge. Diese erhöhte Frequenz von Schiffsechos verursacht in der kumulativen Summe eine zu hohe Niederschlagsmenge. Eine weitere Fehlerquelle ist die Benetzung der Abdeckung des Radars mit Regenwasser. Hierbei ergibt sich eine Überschätzung der Niederschläge in der näheren Umgebung der Radarstandorte. Diese Fehlerquelle wurde für die letzten Jahre vom DWD behoben. In der Anfälligkeit der Radardaten gegenüber den genannten Fehlerquelle liegt der größte Nachteil der Daten. Die vom DWD vorgenommene Einteilung der Radarreflektivitäten in Klassen verringert zum Teil die Auswirkungen einiger negativer Einflüsse. Auf der anderen Seite erschwert die Klassifizierung nachträgliche Korrekturen, da eine Abschätzung der Fehler kaum möglich ist.

Ein Vergleich der Zeitserien der Radar- und Stationsmessungen ergibt, dass Radarmessungen eine hohe Korrelation zu den Stationsmessungen aufweisen. Dabei ist die Entfernung zwischen Radarstandort und Niederschlagsmesser entscheidend. Wenn die Stationen so weit vom Radar entfernt sind, dass sie im Bereich der maximalen Reichweite des Radarstrahl liegen, ist eine korrekte Messung nicht möglich. Liegt die Station zu nah am Radar, wird die Radarmessung von nassen Radardomen oder umliegenden Gebäuden gestört. Beide Einflüsse verringern die Korrelation zwischen Stations- und Radarmessung. Dabei muss beachtet werden, dass weitere Einflüsse wie die Variabilität der Niederschlagsereignisse oder die verwendete R-Z-Relation die Korrelation verringern. Zusätzlich sollte auch die höhere räumliche Auflösung der Radardaten berücksichtigt werden. Durch diese ist die Variabilität der Niederschlagsmessungen auf kleinräumigen Skalen bei Radargeräten höher als bei Stationsmessungen.

Vergleicht man die Mittelwerte der Radarmessung aus Abbildung 3.1 mit jenen der Stationsmessung aus Abbildung 4.2 so stellt man fest, dass die Niederschlagsmuster beider Messarten ähnlich sind. So lässt sich in beiden Abbildungen der Ost-West-Gradient mit seinem Maximum in der Elbregion erkennen. Das Maximum der Radarmittel ist im Vergleich zum Maximum der Stationsmessungen radialsymmetrischer. Zudem fehlt das zweite Maximum im Norden Schleswig-Holsteins sowie der scharfe Gradient zur Ostseeküste hin. In beiden Fällen ist in den Radardaten ausschließlich ein leichter Abfall der Regenmengen ersichtlich. Eine weitere Auffälligkeit ist die höhere gemessene Niederschlagsmenge bei der Radarmessung. Diese ist im Mittel um etwa 50 mm/a größer als bei den Stationsmessungen, was sich besonders im Bereich zwischen Lübeck und Rostock bemerkbar macht.

Ein weiteres Ziel ist die Analyse der Niederschlagsvariabilität in Norddeutschland. Dazu wurden in Kapitel 4 die Zeitreihen und räumliche Strukturen der Niederschläge Norddeutschlands abgebildet. Dabei zeigt sich, dass Niederschläge neben den bekannten täglichen, monatlichen und jährlichen Schwankungen auch auf dekadischen und multidekadischen Zeitskalen variieren. Insbesondere die räumliche Struktur der Mittelwerte veränderte sich zwischen den Dekaden 1991–2000 und 2001–2010. Zudem weisen die Stationsmessungen eine Zunahme der Niederschlagsmenge von den 90er Jahren zum folgenden Jahrzehnt auf. Diese Zunahme ist kein signifikanter Unterschied zu anderen Dekaden, weder im Bezug zu den Variabilitäten zwischen den anderen Dekaden noch zum Mittelwert der Jahre 1951–2010. Die beiden EOF-Muster der beiden Jahrzehnte 1991–2000 und 2001–2010 besitzen im Wesentlichen die gleiche Struktur. Bei der ersten EOF handelt es sich um einen Monopol mit der Elbe im Zentrum. Dabei unterscheidet sich das Maximum der Jahre 2001–2010 vom Maximum der vorhergehenden Dekade hauptsächlich durch die Ausprägung der Muster. Die zweite EOF besteht aus einem Dipol zweier Niederschlagsgebiete (Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern). Die Strukturen und Ausprägungen der zweiten EOFs weichen kaum voneinander ab.

Diesen Niederschlagsverteilungen liegen sowohl großskalige Regenereignisse, wie durchziehende Fronten, als auch regionale Niederschlagsprozesse zu Grunde. Wie in Kapitel 4 gezeigt wird, hängt die erste PC der Niederschläge mit lokalen, negativen Anomalien des Druckes auf Meeresniveau zusammen. Simmonet and Plaut (2001) veröffentlichten ähnliche Ergebnisse für Frankreich. Sie konnten erhöhte Niederschlagsmengen auf lokale, negative Anomalien des Geopoten-

zialfeldes bei den Britischen Inseln zurückführen. Die negativen Druckanomalien beeinflussen die Niederschläge auf verschiedene Art und Weise. Zum einen lassen negative Druckanomalie auf eine stärkere Frequentierung des Gebiets durch Frontensysteme schließen. Damit steigt in der Summe die Niederschlagsmenge. Dieser Fall tritt überwiegend bei der Druckanomalie, deren Zentrum über Südsandinavien liegt, auf. Eine andere Möglichkeit besteht im Einfluss von Tiefdruckgebieten auf die Windrichtung. Die Windrichtung trägt dabei besonders in Küstenregionen zur Niederschlagsbildung bei. So kann z.B. eine höhere Häufigkeit von Tiefs über Norditalien zu einem höheren Anteil der nordwestlichen Windrichtungen über Norddeutschland führen. Diese Windrichtungen haben aufgrund der Küstendivergenz Niederschläge in Schleswig-Holstein und Hamburg zur Folge. In Schleswig-Holstein tritt Küstendivergenz auch bei Westwinden auf, sodass eine eindeutige Trennung der Mechanismen nicht möglich ist. Eine positive Druckanomalie senkt die Wahrscheinlichkeit von Westen heranziehender Frontensysteme. Als Folge ist die Niederschlagsmenge der ersten PC geringer. Die zweite PC weist eine Verbindung zur NAO auf. Sind die Druckanomalie bei Island und den Azoren schwächer ausgeprägt, sinkt die Wahrscheinlichkeit frontaler Niederschläge. Somit steigt der Einfluss der Konvektion in Verbindung mit der Recyclingrate des Wassers auf die Niederschlagsintensität. Es konnte gezeigt werden, dass der Anteil der durch Konvektion gebildeten Niederschläge nach Osten hin zunimmt. Eine mögliche Ursache dafür könnte in der nach Osten zunehmenden Kontinentalität zu finden sein. Aufgrund des größeren Einflusses der Konvektion auf die Niederschlagsentstehung könnte es in Mecklenburg-Vorpommern insbesondere bei sehr warmen Südwestwinden zu erhöhten Niederschlagsmengen kommen. Im umgekehrten Fall stärker ausgeprägter Druckanomalien könnte es zu einer höheren Frequenz von Frontensystemen kommen. Da diese aus westlichen Richtungen heranziehen, würden die Niederschläge zuerst in Schleswig-Holstein fallen. Die Küstendivergenz könnte dabei zusätzlich zu erhöhten Niederschlagsintensitäten führen. Als Folge würde eine Dipolstruktur in den Niederschlagsverteilungen auftreten, wie es in dieser Arbeit der Fall ist.

Es konnte weiterhin gezeigt werden, dass die Variabilitäten auf täglichen und jährlichen Zeitskalen im Zusammenhang mit der u.a. durch Folland et al. (2009) definierten SNAO stehen. Im Südosten Mecklenburg-Vorpommerns weisen insbesondere die interannualen Variabilitäten eine hohe Korrelation mit der Regenmenge auf. Ein positiver SNAO-Index steht in Verbindung mit verringerten Niederschlagsmengen (Folland et al., 2009). Der Zusammenhang der SNAO mit den täglichen Niederschlägen ist wesentlich geringer. Zudem liegt der Einflussbereich hauptsächlich im westlichen Schleswig-Holstein. Der Einfluss ist vermutlich indirekt über die Küstendivergenz gegeben. Da die Ausprägung der Druckanomalien des SNAO-Musters auch die Windrichtung und -stärke verändern kann, wirken sich solche Veränderungen auf die Anströmrichtung Küste aus. Gleichzeitig führen höhere Windgeschwindigkeiten zu einer stärker ausgeprägten Konvergenz, da die Bodenreibung von der Windgeschwindigkeit abhängt. Somit könnte die Niederschlagsintensität der auf Küstenkonvergenz basierenden Regenereignisse zunehmen.

Ein zusätzlicher Einflussfaktor ist die lokale Orografie. Diese kann die Bildung regionaler Niederschläge begünstigen. So führt der ausgedehnte urbane Siedlungsraum bei Hamburg zu ähnlichen Effekten wie im Bereich der Küsten (Schlünzen et al., 2010). Die unterschiedlich hohe Bebauung erhöht die Rauig-

keit des Bodens. Entsprechend der Küstendivergenz kommt es zu einem Auf-  
laufen der Luftmassen, was auf der Leeseite zu höheren Niederschlagsmengen  
führt (Schlünzen et al., 2010). In der Elbregion kann dabei die Verfügbarkeit  
von Wasser die Niederschlagsbildung zusätzlich fördern.

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit ist, welche zusätzlichen Informationen sich  
aus den Radardaten gewinnen lassen. Die höhere zeitliche Auflösung der Ra-  
dardaten, stellt Informationen über die Dauer der Regenereignisse bereit. So  
lassen sich insbesondere im Zusammenhang mit der räumlichen Variabilität, die  
ebenfalls aus diesen Daten berechnet werden kann, Rückschlüsse auf die Art  
der Niederschläge ziehen. Auf Grundlage der in Kapitel 4 beschriebenen Eigen-  
schaften können drei Regionen mit den folgenden Charakteristika identifiziert  
werden:

- Die erste Region ist der Nordwesten, welcher die Nordseeküste Schleswig-  
Holsteins sowie die westliche Hälfte des Bundeslandes selbst umfasst. In  
diesem Gebiet sind die Niederschläge mit 55 Minuten von vergleichsweise  
kurzer Dauer. Zudem haben sie relativ geringe Regenmengen zur Folge,  
obwohl der Anteil kleinräumiger, konvektiver Ereignisse deutlich erhöht  
ist.
- Als Zweites sei der Südosten, welcher die Gebiete Zentral- und Ost-Meck-  
lenburg-Vorpommerns umschließt, genannt. Dabei sind die Niederschlags-  
ereignisse großskaliger Natur, wobei ihre Dauer im Mittel bei ca. 65 Minu-  
ten liegt. Des Weiteren ist die mittlere Niederschlagsmenge geringer als im  
Nordwesten, trotz des höheren Anteils der Niederschläge über 7,5 mm/h.  
Vermutlich basieren derartige Niederschläge primär auf dem Durchzug von  
Frontensystemen, welche eher über den europäischen Kontinent ziehen.
- Die dritte Region ist die Elberegion mit der Metropole Hamburg sowie de-  
ren Umland. Hierbei handelt es sich um eine Übergangszone zwischen dem  
ersten und zweiten Gebiet. Sie weist Eigenschaften beider Regionen auf, so  
erkennt man beim Anteil der konvektiven Niederschläge einen Gradienten.  
Dieser verläuft entlang der Elbe nach Südosten. Die Niederschlagsdauer  
ist dabei ähnlich lang wie jene der zweiten Region. Allerdings weist die  
Elberegion eine erheblich größere Niederschlagsmenge auf, wobei der An-  
teil der Niederschläge über 7,5 mm/h im Vergleich zur zweiten Region  
geringer ausfällt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass den Sommerniederschlägen in Nord-  
deutschland eine Vielzahl an Prozessen zu Grunde liegen. Einen gewichtigen Ein-  
fluss für die Niederschlagsentstehung insbesondere in Schleswig-Holstein scheint  
die Küstendivergenz zu haben.

Außerdem zeigte sich, dass Radarkomposits mit Stationsmessungen ver-  
gleichbare Ergebnisse liefern können. Aufgrund ihrer Nachteile sollten sie al-  
lerdings nicht ohne zusätzliche Vergleichsdaten verwendet werden. So erlauben  
die verwendeten Radardaten ausschließlich eine Abschätzung der minimalen  
Niederschlagsmenge. Es muss bei dieser Abschätzung beachtet werden, dass sie  
erhebliche systematische Fehler aufweisen kann. Zudem ist die Korrektur der Ra-  
dardaten aufgrund vorhergehender Korrekturen und Vereinfachungen wesentlich  
komplizierter als bei Stationsmessungen. Allerdings besitzen Radardaten eine



deutlich höhere räumliche und zeitliche Auflösung. Sie enthalten daher Informationen über kurzfristige und kleinskalige Niederschläge, welche Stationsmessungen nicht bieten können. Somit stellen Radardaten eine nützliche Ergänzung der Stationsmessungen dar.

# Anhang

## Stationsübersicht

Tabelle 6.1: Anfang bzw. Länge der Zeitserien der Stationsmessungen, die zum Interpolieren verwendeten wurden. Die letzte Spalte gibt die Korrelationskoeffizienten zwischen den Stations- und Radarmessungen für die Jahre 2001–2010 an. Nicht signifikante Korrelationen (95 %-Niveau) sind durch Schrägstellen markiert.

Stationsname	Messzeitraum	Korrelation
Achim	1991	—
Ahlden	1991	—
Amelinghausen	1991	0.71
Angermünde	1991	0.78
Anklam	1991–2003; 09.2004	0.79
Arkona	1991	0.78
Bargteheide	1991	0.80
Barnstorf	1991–2001; 2006	—
Barth	1992	0.79
Bassum	1991–1997; 08.1998–2000; 07.2004	—
Berge	1991	—
Bergen/Rügen	1991	0.65
Berlin-Buch	08.1991	—
Berne-Katjenbüttel	1991	0.66
Bernitt	1991	0.71
Bienenbüttel	1991	0.73
Bismark	1991	—
Bispingen-Hützel	1991	0.69
Blankenhagen	1991	0.77
Bleckede-Walmsburg	1991	0.73
Boitin	1991	0.73
Boizenburg	1992	0.81
Boltenhagen	1991	0.77
Bordelum	1991	0.74
Bordesholm	1991	0.78
Borrentin-Wolkwitz	1991	0.72
Borstel	1991	0.75
Bothel-Süderwalsede	1991	—
Brande-Hörnerkirchen	1991–2006	0.75

Stationsname	Messzeitraum	Korrelation
Bremen	1991	0.74
Bremerhaven	1991	0.81
Bremervörde	06.2000; 2001	0.75
Brüel	1991	0.72
Brunsbüttel	1991	0.65
Burgwedel-Kleinburgwedel	1991	—
Butjadingen-Burhave	1991	0.79
Cadenberge	2000	0.75
Carpin-Serrahn	1991	0.73
Celle	1991	—
Cuxhaven	1991	0.53
Delmenhorst	1991	0.72
Demmin	1991	0.74
Diesdorf	1991	—
Dinklage	1991–07.2005; 09.2005	—
Drochtersen	1991	0.68
Elpersbuettel	09.2010	0.77
Erfde	1991	0.80
Essel	1991	—
Fehmarn	08.1996	0.20
Fehmarn-Bisdorf	1991	0.69
Freiburg	1991	0.41
Friedland	1991	0.75
Friedrichswalde	1991–06.2001; 2005	0.75
Fürstenberg	1991	0.76
Garding	1991	0.77
Gersdorf	1991–2000; 08.2004	0.82
Glücksburg-Meierwik	1991	0.76
Glückstadt	1991	0.73
Goldberg	1993–1997; 09.2000–2005; 07.2006	0.80
Gorleben	1991–1995; 1996–07.1998; 1999–06.2006; 08.2006	0.80
Grambek	1991	0.76
Granzin	1991	0.72
Greifswald	1991	0.78
Grevesmühlen	1991–1997; 07.1998	0.78
Großenbrode	1991	0.75
Großenkneten	1991	—
Groß Lüsewitz	1992–06.2004; 09.2004	0.74
Groß Wittensee	1991	0.77
Grünow	1992–08.1994; 1995–1997; 2000; 07.2001	0.72
Haale	1991	0.79
Hagenow	1991	0.76
Hamburg-Fuhlsbüttel	1951	0.05
Hamburg-Neuwiedenthal	1991	0.80
Hankensbüttel	1991–1994; 2010	—
Harsefeld	1991	0.69
Hattstedt	07.2005	0.72
Helgoland	1991	0.80

Stationsname	Messzeitraum	Korrelation
Heeslingen-Wiersdorf	1991	0.75
Hiddensee-Vitte	1997	0.76
Hohn	1991	0.77
Hohwacht	1991	0.80
Holzdorf-Seeholz	1991	0.75
Itzehoe	2003	0.74
Jesteburg	1991	0.79
Joldelund	1991	0.74
Jork-Moorende	1991	0.78
Kiel-Holtenau	1991	0.77
Kirchdorf/Poel	1991	0.78
Klanxbüll	1991–06.2008	0.18
Klink	1991	0.79
Köhlen	1991	0.68
Köhn	1991	0.67
Königsmoor	1991	0.73
Kratzeburg-Granzin	1991	0.72
Krempel	1991	0.72
Kyritz	1992–07.1994; 1995–1997; 2000	—
Lachendorf	1991	—
Lamstedt	1991	0.76
Langballig	1991–2007; 2009	0.75
Langen-Holßel	1991	0.69
Langenlehsten	1991	0.78
Leck	1975	0.71
Lemgow-Hohenkrug	1991	—
List auf Sylt	1991–2010	0.58
Lübeck-Blankensee	1991–2010	0.83
Lüchow	1991	—
Malchow	1991	0.75
Menz	1992	0.76
Meyenburg	1991–2003; 07.2004	0.74
Mittenwalde	1991–07.1993; 07.1994	0.76
Moisburg	1991	0.71
Nettelsee	1993	0.75
Neuhaus/Elbe	1991	0.77
Neuruppin	1991	—
Neustadt am	1991	—
Rübenberge-Mandelsloh		
Nienburg	1991	—
Oldenburg	1991	0.74
Oldenburg in Holstein	1991	0.71
Osdorf	1991	0.71
Ostenfeld	1998	0.77
Osterholz-Scharmbeck	1991	0.75
Otterndorf	1991–2000; 2002	0.72
Ottersberg-Otterstedt	1991–2003; 09.2005	0.73
Ovelgönne	1991	0.73

Stationsname	Messzeitraum	Korrelation
Parchim	1991–06.1998; 1999	0.75
Pelzerhaken	09.2006	0.73
Perleberg	1991	0.81
Picher	1991	0.77
Plau am See	1991	0.79
Pritzwalk	1991–1997; 08.1998	0.76
Quickborn	1991–1995; 07.2000	0.68
Reinbek	1991	0.77
Rögnitz	1991	0.74
Rosche-Teyendorf	1991	—
Rostock-Warnemünde	1991	0.71
Rotenburg (Wümme)	1991–1999; 2006	0.75
Salzhausen	1991	0.71
Salzwedel	1991	—
Sankt Peter-Ording	1991–2010	0.81
Sassnitz	1991	0.76
Satrup	2001–2004; 2006	0.79
Schleswig	1951–2010	0.81
Schleswig-Jagel	1991	0.78
Schönwalde	06.2006; 2009	0.75
Schwaan	1991	0.75
Schwanewede-Neuenkirchen	1991	0.71
Schwarne	1991	—
Schwerin	1991	0.75
Schwerin-Görries	1991	0.73
Seedorf	1991	0.77
Seehausen	1991	—
Söhren	1991	0.72
Soltau	1991	—
Sprengel	1991	0.77
Steinau	1991	0.80
Stralsund	1991	0.74
Sulingen	1991	—
Teterow	1991–1996; 09.1997; 2000	0.69
Tribsees	1991	0.69
Ueckermünde	09.1992	0.63
Uelvesbüll	1991	0.72
Uelzen	1991–08.1996, 2004	—
Usedom	1991	0.68
Varchentin	1991	0.74
Varel	1991	0.73
Verden-Dauelsen	1991	—
Visselhövede	1991–2004; 08.2009	—
Wagersrodt	1991–1996; 1999	0.74
Walkendorf	1991	0.74
Walsrode	1991–2000; 09.2001	—
Wangelau	1991–2006; 08.2008	0.76
Waren	06.1994–1997; 07.2000	0.73

Stationsname	Messzeitraum	Korrelation
Warpe-Helzendorf	1991–06.1998; 1999	—
Wedel	1991	0.73
Wedemark-Elze	1991	—
Weesby	1991	0.74
Wellie	1991	—
Werder-Wodarg	1991	0.72
Wesselburen	1991–2006	0.65
Westerrönfeld	1991–2009; 07.2010	0.81
Wilster	1991	0.61
Winsen	1991	0.77
Wismar	1991–06.1997; 1998	0.74
Wittenborn	1991	0.72
Wittstock-Rote Mühle	1991	—
Wohlde	1991	0.77
Wolgast	1991	0.72
Worpswede-Hüttenbusch	1991	0.75
Wrixum/Föhr	1991–06.2003; 07.2005	0.70
Wrohm	1991–2003; 2008	0.80
Zingst	1991	0.77

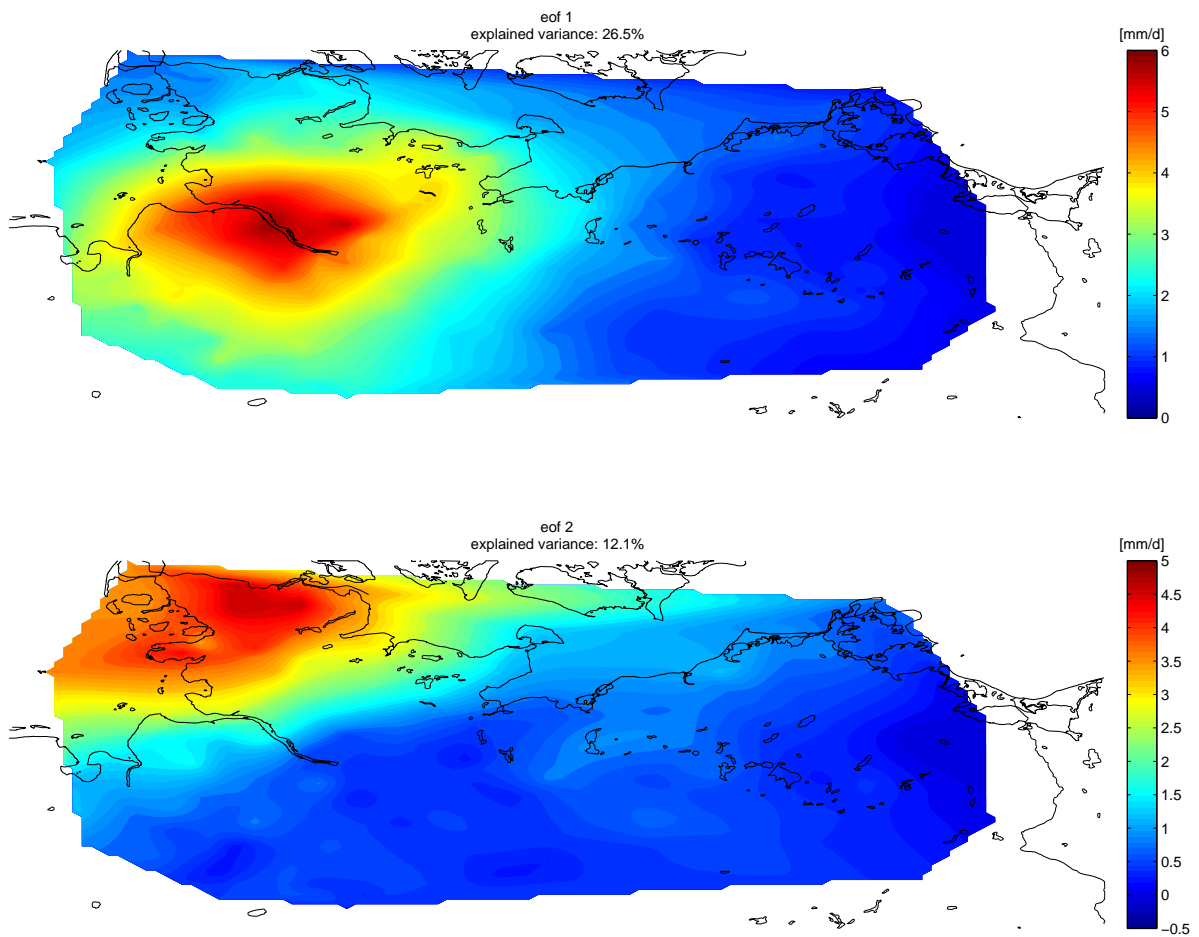


Abbildung 6.1: Räumliche Muster der VARIMAX-rotierten ersten (oben) und zweiten (unten) PC der Tagesniederschlagssummen aus Stationsmessungen der Jahre 2001–2010. Sie erklären 26.5 % (erste PC) bzw. 12.1 % (zweite PC) der Varianz.

# Literaturverzeichnis

- Austin, P. M., 1987: Relation between Measured Radar Reflectivity and Surface Rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1053–1070.
- Barnston, A. G., 1990: An Empirical Method of Estimating Rainage and Radar Rainfall Measurement Bias and Resolution. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 282–296.
- Battán, L. J., 1973: *Radar Observations of the Atmosphere*. The University of Chicago Press.
- Bech, J. et al., 2000: Weather Radar Anaprop Conditions at a Mediterranean Coastal Site. *Phys. Chem. Earth*, **25**, 829–832.
- Busuioc, A. et al., 2001: Temoral and spatial variability of precipitation in Sweden and its link with the large-scale atmospheric circulation. *Tellus*, **53A**, 348–367.
- Dommenget, D., 2007: Evaluating EOF modes against a stochastic null hypothesis. *Clim. Dyn.*, **28**, 517–531.
- Dommenget, D. and M. Latif, 2002: A Cautionary Note on the Interpretation of EOFs. *J. Clim.*, **15**, 216–225.
- Druske, M., 2001: Analyse zur Mittelwertbestimmung der Niederschlagsmengen in Schleswig-Holstein. M.S. thesis, IfM, FB 1, Martitime Meteorologie.
- DWD, ????: Dokumentation der qualitativen Komposits, interne Korrespondenz.
- DWD, (Ed.) , 1987: *Leitfaden Nr. 1 – Allgemeine Meteorologie*. 3d ed., Deutscher Wetterdienst.
- DWD, 2004a: *Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes*.
- DWD, 2004b: *Projekt RADOLAN – Routineverfahren zur Online-Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer) – Zusammenfassender Abschlussbericht für die Projektlaufzeit von 1997 bis 2004*.
- Fabry, F. et al., 1992: The accury of rainfall estimates by radar as a function of range. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **118**, 435–453.
- Folland, C. K. et al., 2009: The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present and Future. *J. Clim.*, **22**, 1082–1103.



- Hazenbergh, P. et al., 2011: Radar rainfall estimation of stratiform winter precipitation in the Belgian Ardennes. *Water Resour. Res.*, **47**, 397–410.
- Hofstra, N. et al., 2008: Comparison of six methods for the interpolation of daily, European climate data. *J. Geophys. Res.*, **113**, D21110, doi: 10.1029/2008JD010100.
- Jaagus, J. et al., 2010: Precipitation pattern in the Baltic countries under the influence of large-scale atmospheric circulation and local landscape factors. *Int. J. Climatol.*, **30**, 705–720.
- Jacobeit, J. et al., 2009: Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. *Meteorologische Zeitschrift*, **18**, 397–410.
- Jordan, P. et al., 2000: Sampling errors in radar estimates of rainfall. *J. Geophys. Res.*, **105**, 2247–2257.
- Kaiser, H. F., 1958: The Varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, **23**, 187–200.
- Kastendeuch, P. P., 2007: Pressure gradient force, atmospheric circulation and climate in western Europe (1899–2002). *Int. J. Climatol.*, **27**, 2055–2067.
- Landsberg, H. E. et al., (Eds.) , 1977: *World Survey of Climatology – Climates of Central and Southern Europe*, Vol. 6. Elsevier Scientific Publishing.
- Lavers, D. et al., 2010: Large-scale climate, precipitation and British river flows: Identifying hydrological connections and dynamics. *Journal of Hydrology*, **395**, 242–255.
- Meyer, A., 1999: Die Dekoder zur Entschlüsselung von Radardaten unter Verwendung von Java, interne Korrespondenz.
- Michelson, D. B. and J. Koistinen, 2000: Gauge-Radar Network Adjustment for the Baltic Sea Experiment. *Phys. Chem. Earth*, **25**, 915–920.
- Philipp, A. et al., 2010: Cost733cat – A database of weather and circulation type classification. *Phys. Chem. Earth*, **35**, 360–373.
- Rinehart, R. E., 1997: *Radar for Meteorologists*. 3d ed., Rinehart Publications.
- Schlünzen, K. et al., 2010: Long-term changes and regional differences in temperature and precipitation in the metropolitan area of Hamburg. *Int. J. Climatol.*, **30**, 1121–1136.
- Schönwiese, C.-D., 2004: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 4th ed., Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung.
- Sempere-Torres, D. et al., 2000: Identification of Stratiform and Convective Areas Using Radar Data with Application to the Improvement of DSD Analysis and Z-R-Relation. *Phys. Chem. Earth*, **25**, 985–990.
- Simmonet, E. and G. Plaut, 2001: Space-time analysis of geopotential height and SLP, intraseasonal oscillations weather regimes, and local climates over the North Atlantic and Europe. *Clim. Res.*, **17**, 325–342.

- Strümpel, S., 2001: Vergleich von BALTRAND-Niederschlagsmessungen mit anderen Methoden der Niederschlagsmessung. M.S. thesis, IfM Kiel, FB 1, Maritime Meteorologie.
- Theusner, M. and T. Hauf, 2004: A study on the small scale precipitation structure over Germany using the radar network of the German Weather Service. *Meteorologische Zeitschrift*, **13**, 311–322.
- von Storch, H. and F. W. Zwiers, 2001: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press.
- Wilson, J. W. and E. A. Brandes, 1979: Radar Measurement of Rainfall – A Summary. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **60**, 1048–1058.
- Zveryaev, I. I., 2004: Seasonality in precipitation variability over Europe. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1–16.

## **Danksagung**

Für die vielen wertvollen Ratschläge während der Ausarbeitung dieser Diplomarbeit bedanke ich mich bei Herrn Dr. Th. Martin sowie Herrn Prof. Dr. M. Latif. Zudem danke ich den Mitarbeitern der Abteilung Maritime Meteorologie für die hilfreichen Kommentare zu dieser Arbeit.

Die Bereitstellung der ERA-Interim Reanalysedaten erfolgte durch ECMWF, DWD und WDC-Climate. Die übrigen Niederschlagsdaten wurden vom DWD bereitgestellt.